



ALMA MATER STUDIORUM  
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA  
XXIII CICLO

Coordinatore: Prof. Roberto Barbieri

Tesi di Dottorato

Studio dei metodi di Valutazione della Pericolosità associata ai  
Debris Flow in Ambiente Alpino

Settore scientifico-disciplinare: GEO/05

Presentata da:

Dott.ssa Maria Mammoliti

Relatore

Alessandro Simoni

Esame finale Anno 2011



## Riassunto

Il presente lavoro riguarda lo studio delle colate detritiche ed, in particolare, della pericolosità ad esse associata in Ambiente Alpino. Diversi sono i metodi sviluppati negli ultimi anni per valutare questo aspetto relativo ad un fenomeno così complesso, le cui caratteristiche di velocità e forza d'impatto, unitamente all'inadeguata previsione temporale, ne determinano l'alto grado di pericolosità.

In particolare, questa ricerca ha focalizzato l'attenzione sullo studio della fase di arresto delle colate, attraverso l'utilizzo di un modello numerico (*DFlowz*), e sulla valutazione della pericolosità in funzione della caratterizzazione di tipo morfometrico, morfologico e geologico dei bacini. Gli obiettivi sono stati, quindi, da una parte la verifica dell'affidabilità di *DFlowz* nella simulazione della propagazione delle colate sul conoide e la relativa individuazione di eventuali fonti di errore, in modo da consentire lo studio dell'influenza delle incertezze empiriche su cui si basa sulle previsioni; dall'altra parte la valutazione della possibilità di eseguire analisi di pericolosità attraverso l'identificazione dei bacini suscettibili a colate e la caratterizzazione del loro grado di attività sulla base di parametri morfometrici facilmente rilevabili.

La modellazione numerica è stata eseguita su 25 colate ben documentate verificatesi nel territorio alpino della Provincia di Bolzano. A tal scopo è stato utilizzato il modello semi-empirico *DFlowz* (*Berti e Simoni, 2007*): nato dall'implementazione in ambiente *Matlab* delle relazioni empiriche riguardanti il volume di un evento e le relative area planimetrica inondata e area della sezione trasversale, il codice consente di delineare l'area interessata da una colata sul conoide sulla base di alcune informazioni quali il volume di progetto, una direzione di flusso preferenziale e il modello di elevazione digitale (DEM) dell'area del conoide. In particolare, l'analisi utilizza una metodologia sviluppata per la valutazione oggettiva dell'accuratezza delle previsioni e comporta la calibrazione del modello sulla base di fattori che descrivono l'incertezza associata alle relazioni di scala semi-empiriche. Le simulazioni hanno consentito di confermare la validità di queste ultime mettendo in luce le buone capacità previsionali del modello la cui performance risulta, inevitabilmente, influenzata dall'incertezza relativa alle relazioni stesse la quale è dovuta principalmente ad errori nella stima del volume depositato.

Inserendo questo lavoro in un contesto che negli ultimi anni vede sempre più contrapposti i modelli semi-empirici a quelli fisicamente basati nel loro comune obiettivo di simulare la propagazione delle colate, alcuni eventi sono stati selezionati per valutare le capacità previsionali di *RAMMS* (*RAPid Mass MovementS*), un modello sviluppato presso l'Istituto Federale di Ricerca (*WSL*) di Birmensdorf e l'Istituto Federale per lo Studio della Neve e delle Valanghe

(*SLF*) di Davos (Svizzera). RAMMS utilizza un approccio monofasico basato sulla reologia di Voellmy (*Voellmy*, 1955; *Salm et al.*, 1990) e, inserendo come input il volume complessivo della colata, fornisce risultati relativamente all'area prevista, alla velocità e allo spessore del flusso per ogni cella in cui l'area di calcolo è stata discretizzata.

Relativamente alla valutazione del grado di pericolosità di un bacino associato ad un indice di attività definito attraverso le sue peculiari caratteristiche geologiche e geomorfologiche, sono stati selezionati 82 bacini montani delle Alpi Orientali i quali sono stati studiati per definire le condizioni topografiche associate all'innesco, il trasporto e la deposizione e i *pattern* stagionali di accadimento ed esaminare l'influenza della geologia del *bedrock* sulla dinamica dei sedimenti a scala regionale.



## Abstract

The present work concerns with the study of debris flows and, in particular, with the related hazard in the Alpine Environment. During the last years several methodologies have been developed to evaluate hazard associated to such a complex phenomenon, whose velocity, impacting force and inappropriate temporal prediction are responsible of the related high hazard level.

This research focuses its attention on the depositional phase of debris flows through the application of a numerical model (*DFlowz*), and on hazard evaluation related to watersheds morphometric, morphological and geological characterization. The main aims are to test the validity of *DFlowz* simulations and assess sources of errors in order to understand how the empirical uncertainties influence the predictions; on the other side the research concerns with the possibility of performing hazard analysis starting from the identification of susceptible debris flow catchments and definition of their activity level.

25 well documented debris flow events have been back analyzed with the model *DFlowz* (*Berti and Simoni, 2007*): derived from the implementation of the empirical relations between event volume and planimetric and cross section inundated areas, the code allows to delineate areas affected by an event by taking into account information about volume, preferential flow path and digital elevation model (DEM) of fan area. The analysis uses an objective methodology for evaluating the accuracy of the prediction and involve the calibration of the model based on factors describing the uncertainty associated to the semi empirical relationships. The general assumptions on which the model is based have been verified although the predictive capabilities are influenced by the uncertainties of the empirical scaling relationships, which have to be necessarily taken into account and depend mostly on errors concerning deposited volume estimation.

In addition, in order to test prediction capabilities of physical-based models, some events have been simulated through the use of *RAMMS* (*RApid Mass MovementS*). The model, which has been developed by the Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research (*WSL*) in Birmensdorf and the Swiss Federal Institute for Snow and Avalanche Research (*SLF*) takes into account a one-phase approach based on Voellmy rheology (*Voellmy, 1955; Salm et al., 1990*). The input file combines the total volume of the debris flow located in a release area with a mean depth. The model predicts the affected area, the maximum depth and the flow velocity in each cell of the input DTM.

Relatively to hazard analysis related to watersheds characterization, the database collected by the Alto Adige Province represents an opportunity to examine debris-flow sediment dynamics

at the regional scale and analyze lithologic controls. With the aim of advancing current understandings about debris flow, this study focuses on 82 events in order to characterize the topographic conditions associated with their initiation , transportation and deposition, seasonal patterns of occurrence and examine the role played by bedrock geology on sediment transfer.





## *Indice*

<b>Capitolo 1 .....</b>	<b>5</b>
<b>Introduzione .....</b>	<b>5</b>
1.1. Obiettivi della tesi.....	5
1.2. Descrizione del lavoro .....	6
1.3. Stato dell'Arte .....	8
1.3.1. Modellazione della deposizione di colate sul conoide .....	9
1.3.1.1 Equazioni semi - empiriche di mobilità.....	10
1.3.1.2 Altri metodi empirici.....	18
1.3.1.3 Modelli dinamici.....	20
1.3.2. Analisi dei bacini di colata .....	22
<b>Capitolo 2 .....</b>	<b>30</b>
<b>Materiali e Metodi utilizzati .....</b>	<b>30</b>
2.1. Descrizione del Dataset .....	30
2.2. DFlowz .....	34
2.2.1. Selezione eventi.....	35
2.2.2. Procedura di calibrazione e misura di affidabilità della previsione.....	40
2.3. Metodologia di rilevamento dei bacini di colata .....	43
2.3.1. Selezione dei bacini .....	43
2.3.2. Variabili morfometriche .....	43
2.3.2.1. Parametri relativi al bacino .....	47
2.3.2.2. Parametri relativi al conoide .....	48
2.3.2.3. Parametri relativi alla rete di drenaggio .....	48
2.3.3. Variabili geologiche .....	49
2.4. Frequenza e magnitudo degli eventi di colata .....	51

2.5.	Il Modello numerico bidimensionale RAMMS.....	54
<b>Capitolo 3 .....</b>		<b>58</b>
<b>Paper: Uncertainty of debris flow mobility relationships and its influence on the prediction of inundated areas (Mammoliti M., Simoni A., Berti M., <i>Geomorphology</i>, accepted). .....</b>		<b>58</b>
<b>Capitolo 4 .....</b>		<b>59</b>
<b>Caratterizzazione Geomorfologica e Morfometrica dei bacini di colata .....</b>		<b>59</b>
4.1.	Introduzione.....	59
4.2.	Principali caratteristiche fisiche dei bacini.....	62
4.3.	Riconoscimento del rischio .....	66
4.4.	Eventi di colata.....	68
4.5.	Attività di colata e disponibilità di detrito .....	73
<b>Capitolo 5 .....</b>		<b>76</b>
<b>Paper: Topographic and Lithologic controls on regional Debris Flow Sediment Dynamics (Mammoliti M., Brardinoni F., Simoni A., <i>Earth and Planetary Science Letters</i>, submitted). .....</b>		<b>76</b>
<b>Capitolo 6 .....</b>		<b>77</b>
<b>Paper: Evaluation of model RAMMS performance in predicting debris flow inundated areas (Mammoliti M., Simoni A., Graf C., <i>Landslides</i>, submitted). .....</b>		<b>77</b>
<b>Capitolo 7 .....</b>		<b>78</b>
<b>Conclusioni .....</b>		<b>78</b>
<b>Bibliografia .....</b>		<b>81</b>

## Indice delle figure

Figura 1.1: Percorso idealizzato per un <i>lahar</i> e relazioni geometriche tra $H$ (dislivello verticale) ed $L$ ( <i>run-out</i> orizzontale) e $A$ (area della sezione trasversale inondata) e $B$ (area planimetrica inondata) che descrivono l'estensione dell'area inondata dal <i>lahar</i> (da <i>Iverson et al.</i> , 1998). .....	10
Figura 1.2: Plot di tutti i dati raccolti relativamente ai fenomeni di <i>debris flow</i> , <i>rock avalanche</i> e <i>lahar</i> (da <i>Griswold and Iverson</i> , 2008). .....	12
Figura 1.3: Confronto tra $k_{Bsolpe}$ (coefficiente di mobilità derivato dalla pendenza del canale e del conoide) e $k_{Bobs}$ (coefficiente adimensionale definito in base all'area inondata e al volume osservati) e i diversi modelli di regressione; la linea tratteggiata indica la perfetta corrispondenza tra $k_{Bsolpe}$ e $k_{Bobs}$ (da <i>Scheidl and Rickenmann</i> , 2009). .....	13
Figura 1.4: Equazioni di mobilità ottenute combinando i diversi dataset disponibili (da <i>Berti and Simoni</i> , 2007). .....	14
Figura 1.5: Implementazione di DFlowz per il calcolo dell'area planimetrica inondata da un singolo evento (da <i>Berti and Simoni</i> , 2007). .....	15
Figura 1.6: Mappa del rilievo per la parte superiore del bacino utilizzato da <i>Griswold e Iverson</i> (2008): in verde sono rappresentate le potenziali zone di innesco mentre in blu i percorsi di flusso. ....	16
Figura 1.7: Esempio di definizione di aree soggette al pericolo da <i>debris flow</i> in funzione di 4 volumi considerati (da <i>Griswold and Iverson</i> , 2008). .....	17
Figura 1.8: Stima della potenziale area di flusso attraverso il calcolo di percorsi individuali di flusso multipli (da <i>Scheidl and Rickenmann</i> , 2009). .....	18
Figura 1.9: Localizzazione del punto al quale si fa riferimento per definire $\alpha$ (angolo di <i>run-out</i> ) e $\beta$ (angolo di apice conoide) nel modello <i>ACS</i> (da <i>Prochaska et al.</i> , 2008). .....	19

Figura 1.10: Il rapporto di mobilità ( $\Delta H/L$ ) è definito dal salto in altezza ( $\Delta H$ ) al di sopra della distanza di run-out ( $L$ ) mentre la linea di energia forma un angolo ( $\theta$ ) con l'orizzontale: la figura mostra due linee di energia, di cui una inizia dalla scarpata più alta della frana, al tetto dell'area d'innescio, mentre l'altra fa riferimento all'apice del conoide (da <i>Toyos et al.</i> , 2007).	20
Figura 1.11: Rapporto tra numero di Melton e pendenza per conoidi alluvionali o legati ad attività di debris flow (da <i>DeSally and Owens</i> , 2004).	23
Figura 1.12: Limiti delle classi per i rapporti idrogeomorfici in funzione del rapporto tra numero di Melton e lunghezza del bacino (da <i>Wilford et al.</i> , 2004).	24
Figura 1.13: Plot delle variabili morfometriche significative dove <i>Sd.grad</i> e <i>Sd.sasp</i> rappresentano la deviazione standard della pendenza e dell'esposizione rispettivamente, <i>Mel</i> è il numero di Melton, <i>Area</i> è riferito al bacino, <i>Mn.elev</i> è la quota media del bacino, <i>Sk.grad</i> è simmetria della pendenza, <i>DT</i> ed <i>F</i> sono riferiti rispettivamente ai torrenti da debris flow e al quelli fluviali (da <i>Rowbotham</i> , 2005).	25
Figura 1.14: Concetti di <i>weathring-limited</i> e <i>transport-limited</i> applicati all'occorenza delle colate detritiche. Le barre indicano le precipitazioni mentre le linee curve in risalita la ricarica di sedimento cumulato (da <i>Bovis and Jacob</i> , 1999).	26
Figura 1.15: Relazione tra area di drenaggio e area sorgente per alcuni sotto-bacini selezionati, (a) Rio Cordon; (b) Rio Boite (da <i>Dalla Fontana e Marchi</i> , 2003).	27
Figura 1.16: Esempi di carte geomorfologiche ottenute con metodologia su base GIS (da <i>Theiler et al.</i> , 2010).	29
Figura 2.1: Rappresentazione del bacino Valburga con <i>contour</i> 5 m, <i>hillshade</i> e ortofoto. E' possibile osservare delle frane (in rosso) e i depositi sul conoide (in verde) relativi all'evento verificatosi nel 2007.....	32
Figura 2.2: Distribuzione di frequenza del volume degli eventi ( $m^3$ ).	33
Figura 2.3: Distribuzione di frequenza degli eventi di colata.	34

Figura 2.4: Ubicazione dei bacini e degli eventi di colata selezionati sul territorio alpino della provincia di Bolzano.....	36
Figura 2.5: Curve di distribuzione granulometrica per i campioni relativi ai bacini di Rio Foresta (RF), Rio Gola (GO), Rio Pozzo (P), Waldfrieden (W), Rio Cane (CA), Rio Lana (L), Rio Valburga (VA). ....	37
Figura 2.6: Relazioni di scala ottenute combinando i dati relativi agli eventi selezionati con quelli già presenti in letteratura: le linee tratteggiate indicano gli intervalli di confidenza del 95% per la previsione. ....	38
Figura 2.7: Implementazione del modello <i>DFlowz</i> nel calcolo di un'area planimetrica inondata per un evento di colata. ....	40
Figura 2.8: Classificazione delle aree derivata dalla sovrapposizione delle aree prevista e osservata.....	41
Figura 2.9: Variazione dell'indice <i>RI</i> in funzione di <i>a</i> e <i>b</i> . ....	42
Figura 2.10: Frequenza ottenuta considerando tutti i record per gli eventi. ....	52
Figura 2.11: Istogrammi di frequenza per le diverse classi di magnitudo considerate.....	53
Figura 2.12: Visualizzazione dei risultati ottenuti con <i>RAMMS</i> : valori massimi di altezza del flusso (a sinistra), velocità (al centro) e pressione di impatto (a destra). ....	56
Figura 2.13: Profilo trasversale al flusso (a sinistra) e longitudinale lungo il tracciato percorso dalla colata detritica (a destra). ....	57
Figura 4.1: Distribuzione di frequenza per l'area del bacino (a), la lunghezza della rete di drenaggio (b) e l'area del conoide (c). ....	63
Figura 4.2: Relazione osservata tra l'area del bacino ( <i>A</i> ) e alcune tra le principali caratteristiche della rete di drenaggio e del bacino stesso: densità di drenaggio (a), pendenza del canale principale (b) e rilievo (c). ....	64
Figura 4.3: Relazione tra le densità di drenaggio e la pendenza media del bacino. ....	65

Figura 4.4: Plot in funzione del numero di Melton e la lunghezza del bacino dei bacini considerati nell'ambito delle classi definite da Wilford et al. (2004) per i diversi processi .	67
Figura 4.5: Campo di attività per le colate detritiche definito in funzione del numero di Melton e della pendenza del conoide ( <i>Jackson et al.</i> , 1987; <i>De Scally et al.</i> , 2001, 2005) e plot dei valori ottenuti per i bacini selezionati.	68
Figura 4.6: Confronto della relazione esistente tra area bacino e volume degli eventi per gli 82 bacini analizzati con le relazioni ottenute da Marchi e D'Agostino (2004).	69
Figura 4.7: Distribuzione di frequenza per i valori di SSY ( <i>Specific Sediment Yield rate</i> ).	70
Figura 4.8: Distribuzioni di frequenza per i valori di CSY ( <i>Channel Sediment Yield rate</i> ) ottenute prendendo in considerazione diverse classi di grandezza: in (a) classi di $20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ con confronto con i valori ottenuti da Marchi e D'Agostino (2004); in (b) classi $5 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ mentre in (c) da 0.1 ma unicamente per gli eventi con CSY fino a $10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ .	72
Figura 4.9: Stagionalità per gli eventi di colata nel territorio della Provincia di Bolzano.	73
Figura 4.10: Relazione esistente tra l'area ( $A$ ) e la lunghezza della rete drenante ( $TLC$ ) per i bacini studiati..	74
Figura 4.11: Relazione esistente tra l'indice di attività ( $AI$ ) di colata normalizzato con l'area del bacino ( $A$ ) con le tre variabili più influenti sulla produttività di detrito: densità di drenaggio (a), pendenza media del bacino (b) e numero di Melton (c).	75

## *Indice dei simboli utilizzati*

$a$	Valore indicativo dell'incertezza nella previsione di A
$A$	Sezione trasversale inondata
$A_{bcd}$	Bedrock con leggera copertura detritica
$A_c$	Area conoide
$A_{cfd}$	Area contribuente punto fine deposizione
$A_{ci}$	Area contribuente punto innesco
$A_{cid}$	Area contribuente punto inizio deposizione
$A_{ctc}$	Area contribuente terminus conoide
$A_{dc}$	Area con detrito cementato
$A_{dnv}$	Area con detrito non vegetato
$A_{dv}$	Area con detrito vegetato
$A_{ra}$	Area con roccia affiorante
$A_{rv}$	Area con roccia vegetata
$AI$	Indice di attività di colata
$A_T$	Area bacino totale
$b$	Valore indicativo dell'incertezza nella previsione di B
$B$	Area planimetrica inondata
$d0$	Spessore medio del materiale all'interno dell'area di distacco
$D_d$	Densità di drenaggio
$e_{fd}$	Esposizione punto fine deposizione
$e_i$	Esposizione punto innesco
$e_{id}$	Esposizione punto inizio deposizione
$H$	Dislivello verticale
$\Delta h$	Dislivello tra il punto di innesco e il punto in cui la colata inizia a depositarsi
$k_{Bobs}$	Coefficiente adimensionale definito in base all'area inondata e al volume osservati

$k_{Bsolpe}$	Coefficiente di mobilità derivato dalle pendenze di canale e conoide
$L$	Run - out orizzontale
$L_b$	Lunghezza bacino
$L_{bcd}$	Rete drenante in bedrock con copertura detritica
$L_C$	Lunghezza canale principale
$L_d$	Lunghezza canali in deposizione
$L_{dc}$	Rete drenante in detrito cementato
$L_{dnv}$	Rete drenante in detrito non vegetato
$L_{dv}$	Rete drenante in detrito vegetato
$L_e$	Lunghezza canali in erosione
$L_{ra}$	Rete drenante in roccia affiorante
$L_{rv}$	Rete drenante in roccia vegetata
$L_t$	Lunghezza canali in trasporto
$L_T$	Lunghezza Rete Drenaggio
$M$	Magnitudo evento
$n$	Numero di classi di magnitudo
$N_M$	Numero di Melton
$P$	Perimetro bacino
$R$	Distanza di arresto
$RI$	Indice di affidabilità della previsione
$s$	Durata massima della simulazione
$S_{(0-4)}$	Area con pendenza $0^\circ$ - $4^\circ$
$S_{(4-10)}$	Area con pendenza $4^\circ$ - $10^\circ$
$S_{(10-20)}$	Area con pendenza $10^\circ$ - $20^\circ$
$S_{(20-30)}$	Area con pendenza $20^\circ$ - $30^\circ$
$S_{(30-35)}$	Area con pendenza $30^\circ$ - $35^\circ$
$S_{(40-50)}$	Area con pendenza $40^\circ$ - $50^\circ$



$S_{(50-60)}$	Area con pendenza 50°-60°
$S_{(60-70)}$	Area con pendenza 60°-70°
$S_{(>70)}$	Area con pendenza >70°
$S_{ac}$	Pendenza apice conoide
$S_b$	Pendenza media bacino
$S_C$	Pendenza Canale principale
$Sd_{grad}$	Deviazione standard della pendenza
$Sd_{sasp}$	Deviazione standard dell'esposizione
$S_{fd}$	Pendenza punto fine deposizione
$S_i$	Pendenza punto innesco
$S_{id}$	Pendenza punto inizio deposizione
$S_{tc}$	Pendenza terminus conoide
$ti_i$	Intervallo di campionamento
$V$	Volume della colata detritica
$Vt_i$	Volume depositato dagli eventi di classe di magnitudo $i$
$W_i$	$i$ -esima ampiezza della sezione inondata
$z^*$	Altitudine media bacino
$z_{ac}$	Quota apice conoide
$z_{fd}$	Quota punto fine deposizione
$z_i$	Quota punto innesco
$z_{id}$	Quota punto inizio deposizione
$z_{max}$	Altitudine max. bacino
$z_{min}$	Altitudine min. bacino
$Z_R$	Integrale Ipsometrico
$Z_T$	Rilievo
$z_{tc}$	Quota terminus conoide
$\alpha$	Angolo di run-out

$\beta$	Pendenza di apice conoide
$\lambda$	Coefficiente di spinta
$\mu$	Coefficiente di attrito cinetico (Coulombiano)
$\rho_m$	Densità della miscela solido-liquida
$\sigma_z$	Deviazione Std. Altitudine
$\sigma_s$	Deviazione Std. Pendenza
$\omega$	Costante empirica
$\xi$	Coefficiente di attrito turbolento

# **Capitolo 1**

## **Introduzione**

### **1.1. Obiettivi della tesi**

I Debris Flow sono tra i più frequenti movimenti gravitativi di massa. Si verificano lungo versanti o piccoli bacini molto acclivi in occasione di eventi meteorici intensi, giocando un ruolo importante nel trasporto dei sedimenti. Le loro elevata velocità e forza di impatto combinate con la difficile previsione temporale ne determinano l'alto grado di pericolosità.

La maggior parte dei danni e delle perdite avvengono nella zona di deposizione che tipicamente è collocata su piccole conoidi intramontane dove pendenze relativamente ridotte e abbondanza d'acqua favoriscono l'urbanizzazione. I danni causati possono essere sia di tipo diretto (perdita di vite umane, distruzione di case, linee ferroviarie, campi agricoli, foreste) che indiretto (problemi alle vie di comunicazione, impossibilità di sfruttamento di aree potenzialmente utilizzabili).

La valutazione della pericolosità associata alle colate detritiche necessita dell'identificazione e valutazione quantitativa dei fattori collegati all'innescò, alla propagazione e deposizione, tematiche non semplici da affrontare a causa della definizione stessa di "debris flow" che può comprendere un ampio spettro di fenomeni di instabilità di pendio significativamente variabili in termini di proprietà meccaniche dei materiali, caratteristiche geomorfologiche dei processi e condizioni idrologiche. In generale, però, il loro elevato potere distruttivo legato alla pressoché impossibile previsione, giustifica l'interesse crescente, negli ultimi anni, per il rischio legato ai debris flow, anche se l'approccio usato non sempre è stato in grado di soddisfare le esigenze di una società il cui sviluppo procede rapidamente, oltrepassando i limiti delle aree pericolose, impedendo il raggiungimento di un adeguato grado di conoscenza dei fenomeni.

Nell'ambito dello studio dei metodi di valutazione della pericolosità associata alle colate detritiche, si inserisce questo lavoro di ricerca che ha avuto come obiettivi la verifica dell'applicabilità delle relazioni empiriche proposte da Berti e Simoni (2007) le quali,

mettendo in relazione il volume di un evento con l'area planimetrica e l'area della sezione trasversale inondate, consentono di delineare la potenziale area interessata dalla colata sul conoide attraverso l'applicazione del programma ottenuto dalla loro implementazione in ambiente *Matlab*, *DFlowz*; la caratterizzazione geomorfologica e morfometrica dei bacini di colata presenti nel territorio alpino della provincia di Bolzano allo scopo di definire relazioni riguardanti le principali caratteristiche dei bacini stessi con la disponibilità di detrito sciolto mobilizzabile e il volume degli eventi mobilizzati; infine, sono stati messi a confronto due modelli atti a simulare la propagazione di un debris flow sul conoide, di cui uno semi-empirico (*DFlowz*) e l'altro fisicamente basato (*RAMMS*) allo scopo di valutarne le capacità previsionali e l'affidabilità mettendo in luce i principali limiti e potenzialità in funzione della loro applicabilità nella redazione di carte di pericolosità.

## **1.2. Descrizione del lavoro**

Al fine di raggiungere gli obiettivi preposti il lavoro è stato organizzato in tre parti principali che hanno innanzitutto richiesto una prima analisi dei dati e delle informazioni relative agli eventi di colata verificatisi nel territorio alpino della provincia di Bolzano, raccolti nel database ED30, il quale ha rappresentato il punto di partenza degli studi condotti. Ideato dalla ripartizione Opere Idrauliche della Provincia di Bolzano, il database viene costantemente aggiornato con i dati sui fenomeni torrentizi e fluviali (colate detritiche, alluvioni, fenomeni erosivi) e, per il tipo di informazioni in esso contenute, ben si presta allo studio del fenomeno delle colate detritiche.

La prima parte del lavoro ha riguardato la modellazione numerica di eventi di colata la quale ha richiesto una prima selezione, tra gli oltre 400 eventi ben documentati avvenuti tra il 1998 e il 2009, di 25 tra questi al fine di verificare le capacità previsionali del modello semi-empirico *DFlowz* (*Berti e Simoni, 2007*). Tale modello, scaturito dall'implementazione delle relazioni empiriche che mettono in relazione il volume di un evento con l'area della sezione trasversale e l'area planimetrica inondate, per simulare una colata necessita di alcune informazioni fondamentali, primi fra tutti il volume depositatosi sul conoide e un modello digitale del terreno ad alta risoluzione, oltre ad una dettagliata conoscenza del contesto geomorfologico in cui il fenomeno ha avuto luogo. I 25 eventi

sono stati così studiati attraverso l'analisi su GIS della cartografia e delle ortofoto relative, nonché delle informazioni geometriche contenute in ED30 che hanno consentito di visualizzare l'evento attraverso gli elementi lineari ed areali con cui sono stati cartografati (mappa del deposito, aree in frana, lunghezza dei canali interessati da erosione, trasporto e deposizione, danni puntuali, zona d'innescio). L'analisi delle foto post-evento ha, inoltre, consentito di apportare alcune correzioni riguardo alla mappatura del deposito non sempre precisa, eliminando aree non interessate dalla reale deposizione o semplicemente inondate dalla parte più diluita del flusso.

Al fine di rendere la modellazione numerica più efficiente possibile, è stata sviluppata una procedura automatica di calibrazione che ha permesso di definire in modo rapido la combinazione di parametri che risulta nella migliore riproduzione dell'evento. Inoltre, per avere una misura oggettiva della bontà della simulazione è stato definito un indice di affidabilità che, tenendo conto di quanto dell'evento reale sia stato previsto correttamente, erroneamente o non previsto del tutto, consente di valutare il comportamento del modello.

Alle informazioni rese disponibili dalla Provincia di Bolzano, altre sono state aggiunte in seguito a due campagne di rilevamento che hanno consentito di osservare da vicino i bacini che hanno prodotto le colate oggetto d'interesse nonché di caratterizzarle con dati più dettagliati circa le sezioni di flusso ed informazioni di tipo granulometrico relativamente ai depositi osservati sul conoide, avendo avuto modo di prelevare dei campioni da sottoporre ad analisi di laboratorio. In tal modo, si è reso, inoltre, possibile il confronto dei dati sperimentali relativi a sezione di flusso e area planimetrica con quelli già presenti in letteratura.

L'applicazione di un qualsiasi modello di propagazione e di arresto delle colate come *DFlowz* presuppone, però, la scelta di un volume di progetto, definito come il materiale totale trasportato attraverso l'apice del conoide da un singolo evento. Ciò ha comportato che la seconda parte del lavoro prendesse in considerazione un progetto di più ampio respiro che coinvolgesse lo studio dei bacini al fine di indagare il concetto di analisi di pericolosità in termini di identificazione di quelli suscettibili a colata e caratterizzazione del loro grado di attività.

I debris flow sono tra i più efficienti metodi di trasporto dei sedimenti e coinvolgono prevalentemente depositi glaciali e post - glaciali, oltre al detrito sciolto prodotto dai fenomeni di instabilità di versante che si deposita lungo i canali della rete di drenaggio. Per

acquisire una maggiore comprensione della dinamica dei sedimenti a scala regionale e del controllo litologico, ED30 ha rappresentato, anche in questo caso, un utile strumento: 82 bacini, selezionati in modo da rappresentare l'intera fisiografia, nonché i vari gruppi litologici, sono stati oggetto di caratterizzazione geologica, geomorfologica e morfometrica oltre all'analisi della relativa relazione frequenza - magnitudo.

La terza e ultima parte del lavoro ha avuto come obiettivo lo studio di un modello fisicamente basato per la previsione di aree potenzialmente inondabili da colate, al fine di valutarne limiti e potenzialità. A tal scopo è stato studiato il modello RAMMS (*Rapid Mass Movements*) per poter essere poi applicato a 7 eventi di colata. Quest'ultimi sono stati selezionati tra i 25 modellati con *DFlowz*.

### **1.3. Stato dell'Arte**

La gestione del rischio da debris flow ha acquisito negli ultimi anni una crescente importanza tanto che numerosi enti e governi locali se ne occupano con interesse. In generale, si può dire che le strategie di gestione del rischio possono essere definite solamente a valle di una dettagliata valutazione del rischio stesso, inteso come combinazione della pericolosità del fenomeno e della vulnerabilità degli elementi a rischio. La valutazione della pericolosità rappresenta un aspetto importante che trova le sue più dirette applicazioni nella pianificazione territoriale e nella definizione delle strategie di mitigazione del rischio.

I principali fattori d'incertezza associati ad una rigorosa valutazione di pericolosità sono numerosi e possono essere così sintetizzati:

- Distribuzione spaziale delle precipitazioni (fattore d'innescio);
- Condizioni di innescio, su versante o lungo le aste torrentizie, e seguente mobilitazione del materiale detritico;
- disponibilità di detrito e ruolo dei meccanismi erosivi di incorporamento lungo il percorso di flusso;
- Simulazione dei processi deposizionali.

Negli ultimi anni sono stati sviluppati molti metodi di studio ed analisi il cui interesse si è spesso rivolto ad aspetti quali la quantificazione e mappatura del pericolo, essendo quest'ultimo non sempre facilmente riconoscibile, particolarmente in conoidi soggette ad eventi ad elevata magnitudo e bassa frequenza.

Dal momento che la maggior parte dei danni e delle perdite avvengono nelle zone di deposizione, aree che nelle regioni montane sono soggette ad un forte sviluppo urbano, un abbondante filone di ricerca si è occupata dello sviluppo di modelli per la previsione dei processi deposizionali e, quindi, la delineazione delle aree potenzialmente inondabili dagli eventi. Al contrario, risultano rari i tentativi di individuare relazioni di significato generale tra le caratteristiche fisiche di un bacino e i volumi di detrito potenzialmente mobilizzabili. Tali relazioni potrebbero rivestire un ruolo importante per la stima della relazione frequenza-magnitudo a scala di bacino e, quindi, per la valutazione quantitativa di pericolosità, oltre ad essere una condizione imprescindibile per l'applicazione di un qualsiasi modello di propagazione.

### **1.3.1. Modellazione della deposizione di colate sul conoide**

Alla base della zonazione della pericolosità vi è l'utilizzo di modelli fisico-matematici che, a partire dagli anni '70, hanno avuto un ampio sviluppo e, nelle versioni più recenti, consentono di simulare la fase di decelerazione e di arresto delle colate comprendendone lo schema reologico che descrive le diverse tipologie indagate. A causa della complessità del fenomeno, diversi sono i metodi che la ricerca ha sviluppato negli ultimi anni volti alla simulazione del comportamento di una colata e soprattutto, alla previsione delle aree potenzialmente inondabili, dal momento che la maggior parte dei danni si verificano nella zona di deposizione (*Hungr et al.*, 1984; *Petrascheck and Kienholz*, 2003, *Glade and Crozier*, 2005). Rickenmann (2005) li ha suddivisi in due categorie: la prima comprende quelli che, analizzando gli eventi verificatisi in passato, si basano su un approccio di tipo empirico. Tra questi molto interesse ha riscosso il metodo empirico-statistico sviluppato per i *lahars* (*Iverson*, 1998) al fine di definire la relazione empirica che lega il volume di un evento all'area di deposizione; le relazioni di scala ottenute, nelle quali i coefficienti di mobilità sono ricavati da dati storici, assumono che il volume, l'area inondata e la sezione trasversale di flusso siano tra loro collegati per eventi simili (*Crosta et al.*, 2003; *Griswold*,

2004; *Berti and Simoni*, 2007); la seconda riguarda i metodi dinamici che, invece, prendono in considerazione la conservazione del momento e dell'energia del debris flow in modo da simulare la propagazione del flusso utilizzando modelli 1D o 2D (*O'Brien et al.*, 1993, *Hungr*, 1995, *Iverson and Denlinger*, 2001, *Laigle et al.*, 2003; *McDougall and Hungr*, 2003).

I metodi per determinare la distanza di arresto (o mappare l'area di deposizione) proposti in letteratura possono essere così raggruppati:

- a) Equazioni semi - empiriche di mobilità
- b) Altri metodi empirici
- c) Modelli dinamici

### 1.3.1.1 Equazioni semi - empiriche di mobilità

I metodi basati sulla magnitudo della colata detritica stimano l'area trasversale inondata dal flusso ( $A$ ) e l'area planimetrica ( $B$ ) in funzione del volume totale ( $V$ ) rispetto al cui valore elevato alla potenza di  $2/3$  sono proporzionali (fig.1.1).

Tale metodologia proposta da *Iverson et al.* (1998) per le colate detritiche che coinvolgono materiale piroclastico (*lahar*), ha avuto notevole risonanza nella letteratura sui debris flow.

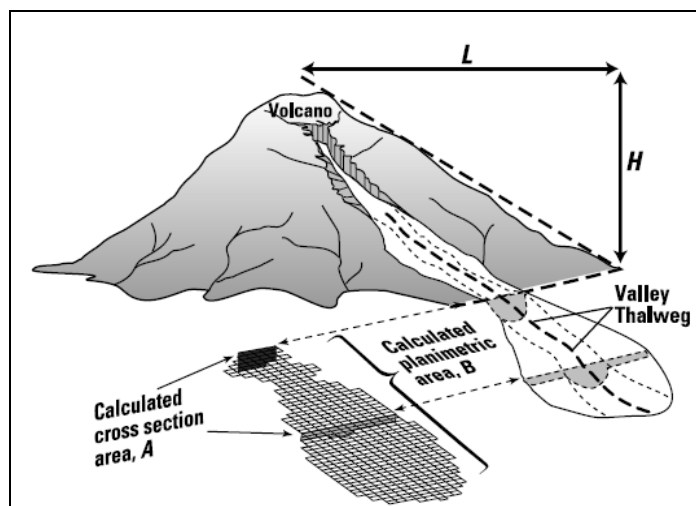


Figura 1.1: Percorso idealizzato per un *lahar* e relazioni geometriche tra  $H$  (dislivello verticale) ed  $L$  (*run-out* orizzontale) e  $A$  (area della sezione trasversale inondata) e  $B$  (area planimetrica inondata) che descrivono l'estensione dell'area inondata dal *lahar* (da *Iverson et al.*, 1998).



Le equazioni ricavate sulla base dei dati relativi a 27 lahar verificatisi presso 9 vulcani ed aventi volumi compresi tra  $8 \times 10^4$  e  $4 \times 10^9 \text{ m}^3$  assumono la forma:

$$A=0.05V^{2/3} \quad (1)$$

$$B=200V^{2/3} \quad (2)$$

Dove 0.05 e 200 sono i valori corrispondenti ai parametri adimensionali ( $C$  e  $c$ ) chiamati anche coefficienti di mobilità (*Scheidl and Rickenmann, 2009*). Questi ultimi descrivono le diverse caratteristiche di mobilità dei flussi e possono essere determinati attraverso regressioni lineari di coppie logaritmiche  $V - A$  e  $V - B$ .

Diversi lavori pubblicati successivamente hanno dimostrato la validità di queste equazioni anche se applicate a diversi tipi di flusso in contesti non vulcanici: valori statisticamente calibrati per i coefficienti  $C$  e  $c$  forniscono, infatti, indicazioni sulla mobilità di *rock avalanche*, *debris flow* non vulcanici e *lahar*.

Sulla base dei dati relativi a 116 debris flow verificatisi nelle Alpi Centrali Italiane, Crosta et al. (2003) propongono l'equazione:

$$B=6.2V^{2/3} \quad (3)$$

Oramas Dorta et al. (2007), nel loro tentativo di riprodurre gli eventi verificatisi a Sarno nel Maggio del 1998, hanno inizialmente utilizzato l'equazione (2) per delineare l'area inondata ma, avendo questa determinato la sua sovrastima, hanno concluso che gli eventi considerati erano meno fluidi rispetto ai *lahar* di dimensioni comparabili e che, quindi, una ricalibrazione delle formule empiriche (1) e (2) si rendeva necessaria.

Nel 2006, Yu et al. attribuiscono al coefficiente di mobilità  $c$  il valore di 28.814, definito sulla base di regressioni lineari compiute sui dati relativi a 6 fiumi del bacino Chen-You-Lan (Taiwan), mettendo in evidenza l'importanza del gradiente topografico regionale nel processo di delineazione di aree potenzialmente inondabili da colate.

Allo stesso modo Griswold e Iverson (2008), utilizzando i dati di campagna acquisiti da diverse fonti, definiscono i coefficienti di mobilità per *lahar*, *rock avalanche* e colate detritiche (fig.1.2). Relativamente a quest'ultime le relazioni semi - empiriche assumono la forma:

$$A=0.1V^{2/3} \quad (4)$$

$$B=20V^{2/3} \quad (5)$$

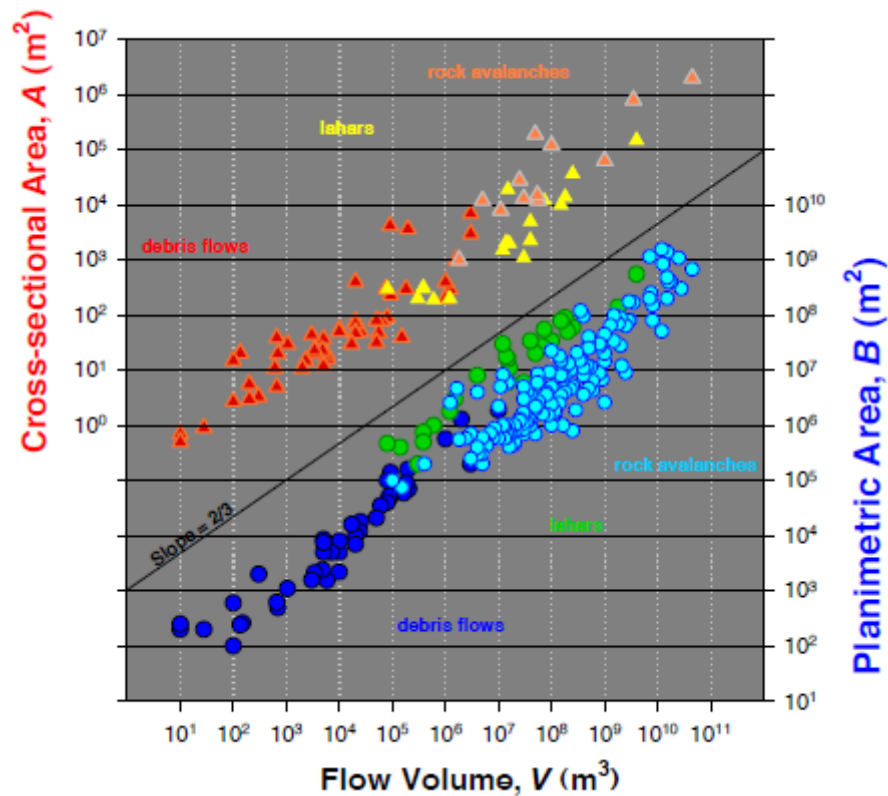


Figura 1.2: Plot di tutti i dati raccolti relativamente ai fenomeni di *debris flow*, *rock avalanche* e *lahar* (da Griswold and Iverson, 2008).

La successiva implementazione di queste equazioni nell'ambito del programma LAHARZ (Schilling, 1998), ha permesso, inoltre, di definire un metodo oggettivo per produrre mappe di pericolosità.

Il modello prende in considerazione un ampio range di volumi mobilizzabili e, anziché prevedere le future aree di deposizione sulla base di quelle osservate in passato, contempla anche la possibilità che le colate siano più grandi. Questa versione aggiornata dell'algoritmo, che è stata sviluppata per situazioni in cui le colate sono innescate da frane lungo la rete di drenaggio, identifica la zona d'innescò sulla base di alcuni criteri che devono sussistere e che prevedono la presenza di una determinata area contribuyente, di uno specifico valore di pendenza del versante e di un'area dalla pendenza uniforme in prossimità della zona d'innescò. In tal modo il modello, che necessariamente presuppone la presenza di detrito lungo tutte le aste drenanti, identifica in maniera simultanea tutte le

potenziali zone d'innesco che non necessariamente genereranno una colata ma che hanno la stessa probabilità di produrla. Il risultato è una mappa di pericolosità in cui vengono delineati tutti i possibili percorsi di flusso oltre all'area inondata sul conoide.

Scheidl e Rickenmann (2009) hanno recentemente sviluppato una relazione empirica in grado di esprimere il coefficiente di mobilità  $c$  in funzione della pendenza media del canale inciso sul conoide e del conoide stesso laddove l'incisione non è osservabile. Il tal modo gli autori propongono di evitare l'utilizzo di coefficienti di mobilità che siano specifici di una determinata regione o di un determinato processo, suggerendo che tale coefficiente riflette alcune informazioni sulle caratteristiche del flusso nella sua fase di deposizione che è in qualche modo descritta dalla morfologia del conoide (fig.1.3).

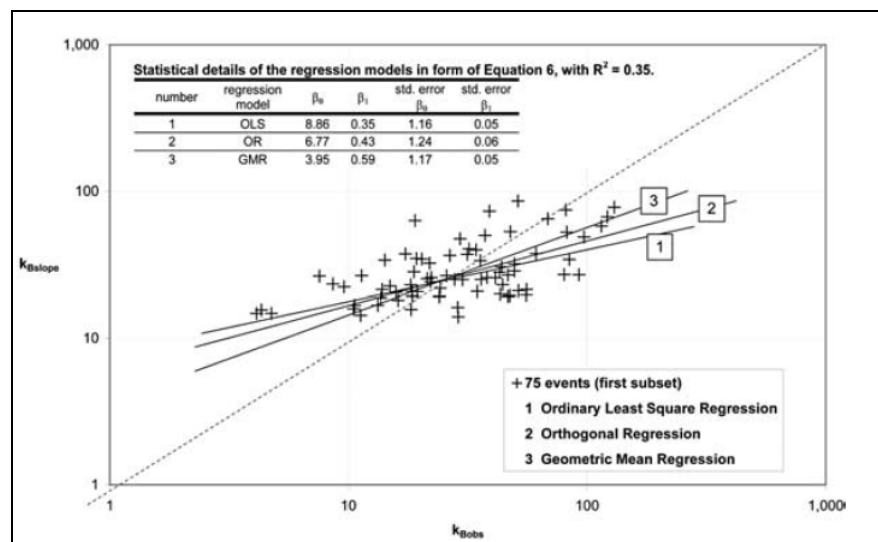


Figura 1.3: Confronto tra  $k_{Bslope}$  (coefficiente di mobilità derivato dalla pendenza del canale e del conoide) e  $k_{Bobs}$  (coefficiente adimensionale definito in base all'area inondata e al volume osservati) e i diversi modelli di regressione; la linea tratteggiata indica la perfetta corrispondenza tra  $k_{Bslope}$  e  $k_{Bobs}$  (da Scheidl and Rickenmann, 2009).

In questo contesto si inserisce il lavoro di Berti e Simoni, i quali, nel 2007, hanno prima raccolto le informazioni sugli eventi utilizzando un approccio a metà tra quello proposto da Crosta et al. (2003), i quali attribuivano più importanza a dettagliate analisi aerofotografiche e di campo, e quello suggerito da Iverson et al. (1998) e Griswold (2004),

che hanno basato invece il proprio lavoro su una raccolta di dati pubblicati riguardanti eventi di colata senza un loro eccessivo controllo attraverso indagini di campagna.

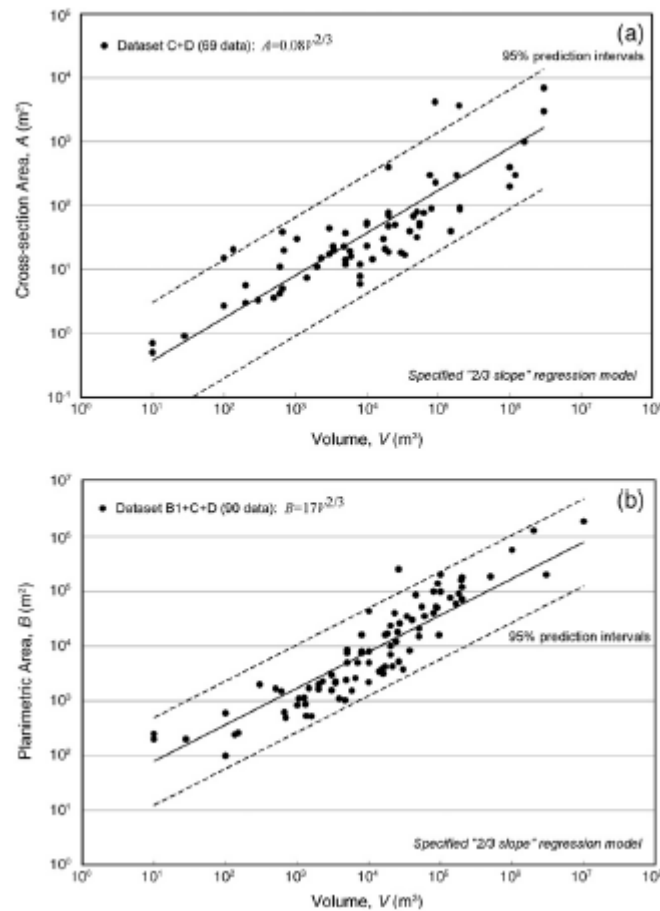


Figura 1.4: Equazioni di mobilità ottenute combinando i diversi dataset disponibili (da *Berti and Simoni*, 2007).

Successivamente sono state eseguite analisi di tipo statistico per confrontare i dati raccolti in 18 bacini delle Alpi Italiane con altri dataset presenti in letteratura (*Iverson et al.*, 1998; *Crosta et al.*, 2003). Le analisi indicano che i differenti dataset non sono statisticamente distinguibili e quindi possono essere descritti dalle seguenti equazioni (fig.1.4):

$$A=0.08V^{2/3} \quad (6)$$

$$B=17V^{2/3} \quad (7)$$

la cui successiva implementazione è rappresentata dal modello *DFlowz*.

In definitiva, esiste sostanziale accordo sul fatto che i rapporti di scala possano essere descritti tramite equazioni tipo “power-law” assumendo similarità geometrica (esponenti pari a 2/3). Berti e Simoni (2007) e Griswold e Iverson (2008) propongono di adottare coefficienti di mobilità fissi per fenomeni che appartengono alla stessa categoria (*debris flow*, *lahars*, *rock avalanche*) mentre Scheidl e Rickenmann (2010) propongono una dipendenza dalla morfologia della zona di deposito. I metodi per la delineazione delle aree inondate derivati dalle relazioni di scala proposti dagli stessi autori differiscono invece per le modalità con cui vengono individuati i percorsi di flusso preferenziali, propagato il flusso in condizioni canalizzate o meno e individuati i volumi di progetto: il modello sviluppato da Berti e Simoni nel 2007, *DFlowz*, consente di prendere in considerazione flussi confinati e non che vengono propagati sul conoide secondo una direzione preferenziale inserita come input file; quest’ultima può risultare difficile da posizionare su base cartografica rendendo necessaria la sua individuazione in campagna; nel caso di flusso non confinato lo spessore massimo del deposito è costante e unicamente dipendente dal volume (fig.1.5).

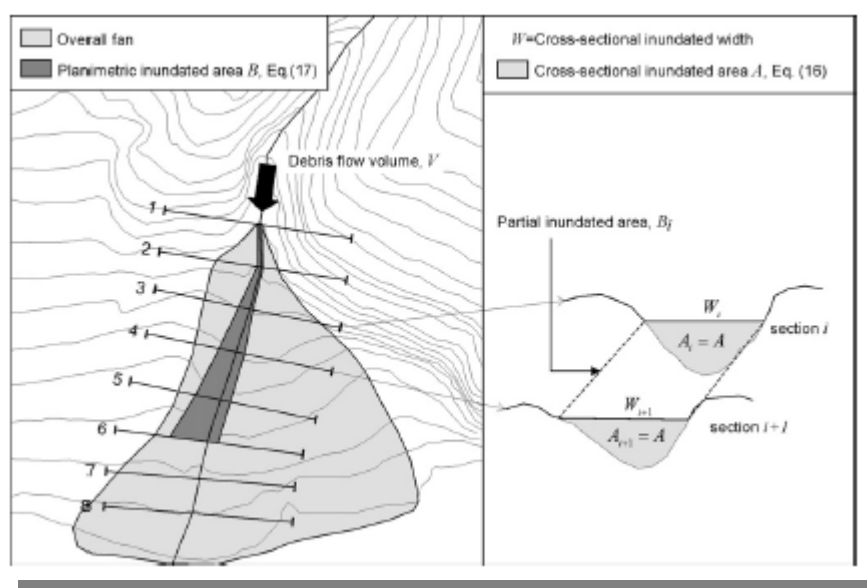


Figura 1.5: Implementazione di DFlowz per il calcolo dell’area planimetrica inondata da un singolo evento (da Berti and Simoni, 2007).

Nel 2008, Griswold e Iverson hanno applicato il modello LAHARZ (*Schilling*, 1998) ad un’area delimitata dal fiume Umpqua nell’Oregon centro-meridionale, al fine di

dimostrare l'utilità delle relazioni empiriche, su cui il modello stesso si basa, nel delineare le aree potenzialmente inondabili da debris flow. In questo caso, i percorsi di flusso preferenziali non sono unicamente rappresentati da corsi d'acqua ma vengono individuati a partire dalle zone d'innescio in funzione della pendenza (fig.1.6).

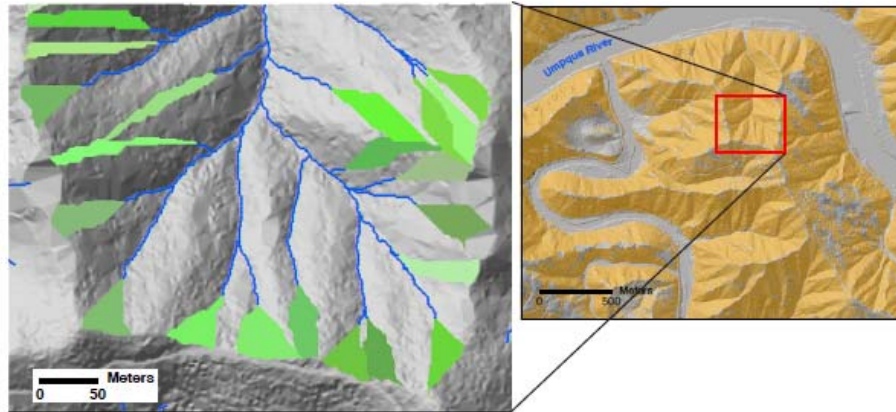


Figura 1.6: Mappa del rilievo per la parte superiore del bacino utilizzato da Griswold e Iverson (2008): in verde sono rappresentate le potenziali zone di innescio mentre in blu i percorsi di flusso.

Il volume viene definito in seguito ad una stima degli accumuli detritici presenti lungo i canali o sui versanti oltre che con l'analisi degli eventi verificatisi in passato; a differenza però di quanto avviene nel caso di altri modelli, questo metodo, piuttosto che fornire previsioni che si basano unicamente sull'estensione massima del deposito osservata, può anche prendere in considerazione l'ipotesi che le colate future coinvolgano volumi più grandi rispetto a quelli registrati nei record storici (fig.1.7).

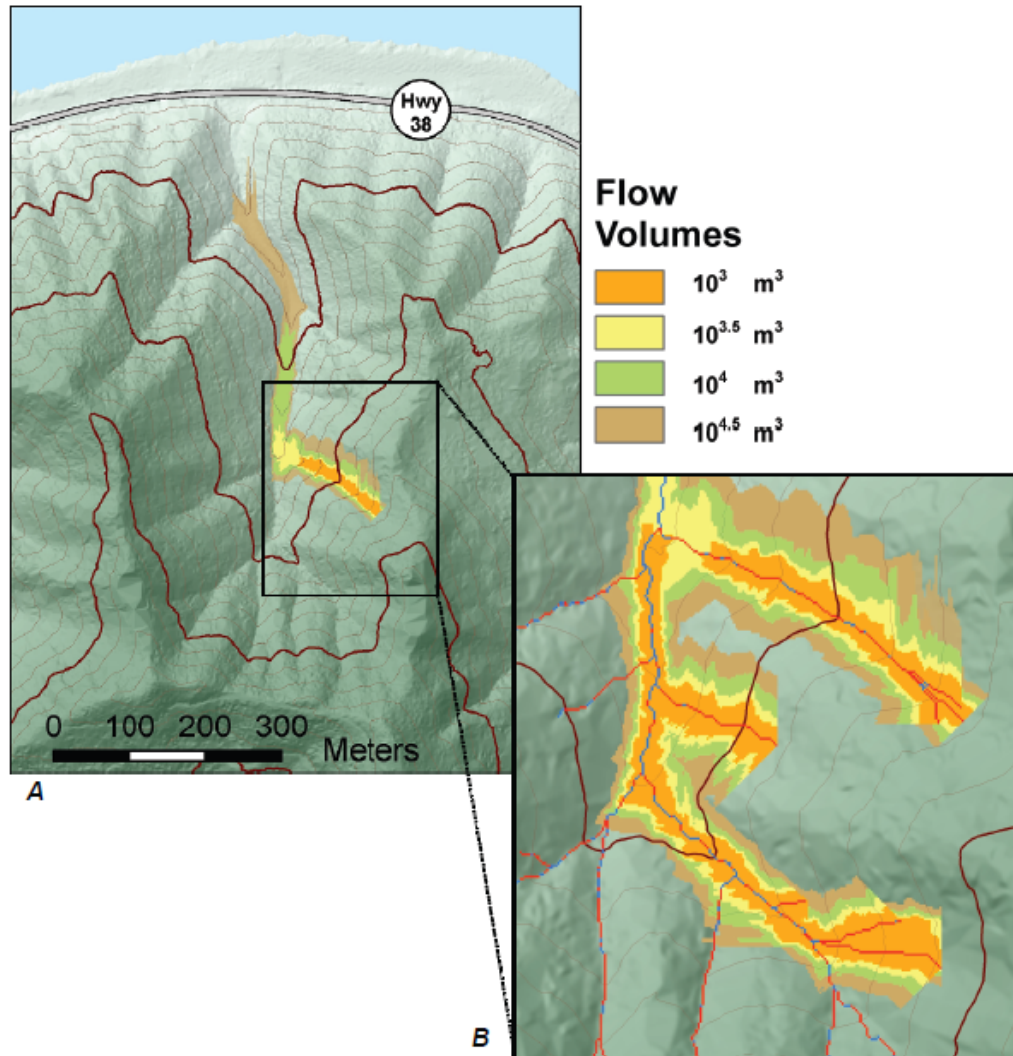


Figura 1.7: Esempio di definizione di aree soggette al pericolo da debris flow in funzione di 4 volumi considerati (da *Griswold and Iverson, 2008*).

Il modello proposto nel 2009 da Scheidl e Rickenmann consente, invece, di mappare i percorsi di flusso potenziali in base alla topografia dell'area di conoide seguendo la direzione di massima pendenza sul raster: inizialmente, percorsi di flusso multipli vengono individuati con il modello D8 associato alla tecnica Monte Carlo (fig.1.8); successivamente vengono definite le probabilità di flusso associate alle 8 possibili direzioni per ottenerne una finale. L'area inondata viene delineata poi a partire dal punto di inizio deposizione utilizzando le relazioni empiriche proposte.

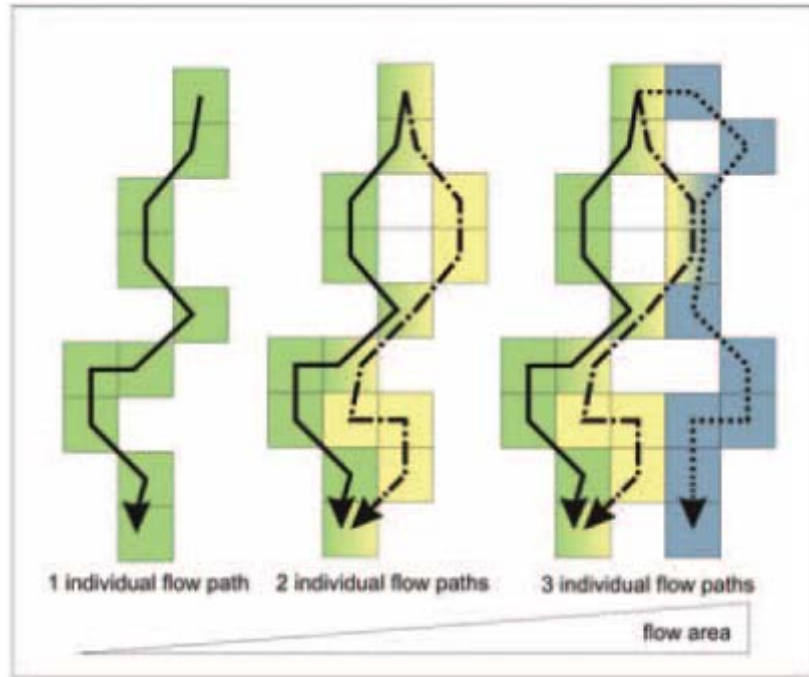


Figura 1.8: Stima della potenziale area di flusso attraverso il calcolo di percorsi individuali di flusso multipli (da Scheidl and Rickenmann, 2009).

### 1.3.1.2 Altri metodi empirici

I metodi legati alle caratteristiche topografiche presenti nell'area interessata dalla colata detritica si rifanno principalmente alla pendenza del conoide ( $S_f$ ) o a parametri riguardanti l'energia dissipata lungo il tratto in cui avvengono la deposizione e l'arresto del debris flow (Vandre, 1985; Ikeya, 1989; Burton e Bathurst, 1998). Ikeya (1989) ha proposto un metodo topografico basato sulla pendenza del conoide considerando che la pendenza a valle del punto in cui inizia il fenomeno di deposizione si attesta in un intervallo compreso tra  $2^\circ$  e  $12^\circ$ , con un valore modale tra  $4^\circ$  e  $6^\circ$  e che il rapporto tra la massima dispersione laterale del deposito e la larghezza del flusso è pari a 5 e generalmente assume valori inferiori a 10. Vandre (1985) ha elaborato un approccio empirico per stimare il *run-out* di un debris flow:

$$R = \omega \Delta h \quad (8)$$



dove  $R$  è la distanza di arresto,  $\Delta h$  è la differenza di quota tra il punto di innesco e il punto in cui la colata inizia a depositarsi e  $\omega$  è una costante empirica. Utilizzando i dati a disposizione, Vandre attribuisce alla costante  $\omega$  un valore pari a 0.4 (cioè il *run-out* è pari al 40% della differenza di quota  $\Delta h$ ).

Recentemente, Prochaska et al., (2008) hanno sviluppato un modello (*ACS*) in grado di fornire l'angolo di run-out ( $\alpha$ ) sulla base della pendenza di apice conoide ( $\beta$ ) per colate mediamente grandi (volume non maggiore di 100000 m<sup>3</sup>). Gli angoli  $\alpha$  e  $\beta$  vengono definiti rispetto ad un punto localizzabile in maniera oggettiva lungo il corso d'acqua verticalmente a metà tra il punto d'inizio della deposizione e il crinale (fig.1.9). Tale metodo deriva dall'analisi di 23 eventi verificatisi negli USA occidentali e British Columbia.

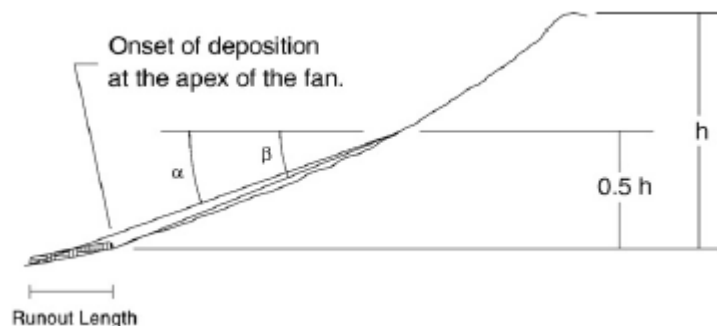


Figura 1.9: Localizzazione del punto al quale si fa riferimento per definire  $\alpha$  (angolo di *run-out*) e  $\beta$  (angolo di apice conoide) nel modello *ACS* (da Prochaska et al., 2008).

Le equazioni predittive empiriche coinvolgono differenti parametri come il volume della colata detritica (Rickenmann, 1994; Rickenmann, 1999; Hurlimann et al., 2006; Fannin and Bowman, 2008) o l'area del bacino (Zimmermann et al., 1997). Il rapporto di mobilità  $H/L$  (dove  $H$  rappresenta l'energia di massa potenziale ed  $L$  la distanza percorsa dalla colata) denominato angolo di attrito effettivo (Heim, 1882), è stato considerato da diversi autori (Corominas, 1996; Toyos et al., 2007) come indicatore della mobilità che per Takahashi (1994 in Bathurst et al. 1997) assume la forma  $H/L = \tan \beta = 0.20$ . Tale indice è

però scarsamente correlato con il volume del flusso (*Iverson, 1997*) e può essere utilizzato per condurre una stima solo approssimativa del *run-out* di un debris flow.

L'inverso del rapporto  $H/L$  ( $L/H = 1/\tan \beta$ ) rappresenta, invece, l'efficienza di trasporto della rete ed esprime l'energia di dissipazione sia all'interno che all'esterno del flusso, quest'ultima causata dalla topografia e dalla rugosità del terreno oltre che dalla presenza di ostacoli (fig.1.10) (*Toyos, 2007*).

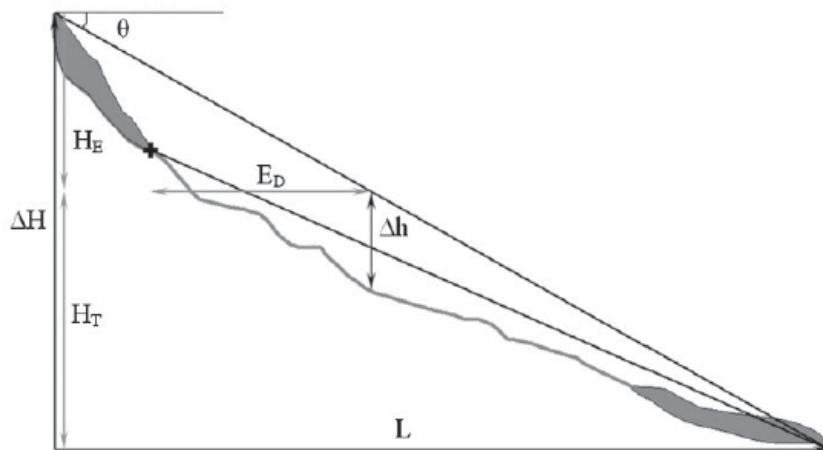


Figura 1.10: Il rapporto di mobilità ( $\Delta H/L$ ) è definito dal salto in altezza ( $\Delta H$ ) al di sopra della distanza di run-out ( $L$ ) mentre la linea di energia forma un angolo ( $\theta$ ) con l'orizzontale: la figura mostra due linee di energia, di cui una inizia dalla scarpata più alta della frana, al tetto dell'area d'innescio, mentre l'altra fa riferimento all'apice del conoide (da *Toyos et al., 2007*).

### 1.3.1.3 Modelli dinamici

L'aggettivo dinamico è riferito a tutti quei metodi che assimilano una colata detritica ad un fluido monofase il cui comportamento è descrivibile attraverso l'uso di modelli reologici di comportamento. Tali metodi prendono in considerazione la conservazione della massa, del momento e dell'energia di un debris flow nel simulare la sua propagazione utilizzando modelli 1D, 2D o 3D (*O'Brien et al., 1993; Hungr, 1995; Iverson and Denlinger, 2001; Laigle et al., 2003; McDougall and Hungr, 2003*) e, in generale, possono essere raggruppati in due categorie principali: alcuni considerano, infatti, la colata come un

continuum (*O'Brien et al.*, 1993; *Hungr*, 1995; *McDougall and Hungr*, 2003; *McArdell et al.*, 2007; *Wang et al.*, 2008), altri come elementi distinti (*Asmar et al.*, 2003; *Miyazawa et al.*, 2003).

A queste due classi corrispondono diversi modelli reologici che sono stati via via proposti per simulare il complesso comportamento di una miscela disomogenea multi-fase. Questi possono essere classificati come modelli Newtoniani (*Hungr*, 1995; *Rickenmann*, 1999), tipo Bingham (*O'Brien and Julien*, 1988; *Pastor et al.*, 2004; *Sosio et al.*, 2007), tipo Herschel-Bulkley (*Huang and Garcia*, 1997; *Imran et al.*, 2001; *Remaître et al.*, 2005; *Rickenmann et al.*, 2006), viscoplastici generalizzati (*Chen*, 1988), tipo fluidi dilatanti (*Mainali and Rajaratnam*, 1994), dispersivi o stress turbolento (*O'Brien and Julien*, 1988; *Hunt*, 1994) e attritivi (*Iverson*, 1997; *Chen and Lee*, 1999; *Arattano and Franzi*, 2003; *Pastor et al.*, 2004; *Rickenmann et al.*, 2006; *Pirulli and Sorbino*, 2006; *Lin et al.*, 2009).

Non esiste un modello semplice che possa simulare soddisfacentemente le diverse caratteristiche delle colate detritiche (*Iverson*, 1997). Fattori come la natura impulsiva del fenomeno, la variabilità composizionale e di contenuto d'acqua complicano ulteriormente la situazione. In generale, una delle principali difficoltà legate all'uso di modelli dinamici deriva dall'assenza di metodi consolidati che permettano di determinare i parametri reologici o altri parametri di input.

Per poter superare queste difficoltà si rende necessario introdurre delle semplificazioni che risultano spesso in un eccessivo allontanamento dalla realtà. *Sosio et al.* (2007), in seguito all'utilizzo del codice *Flow-2D* nella riproduzione di un evento attraverso l'inserimento di parametri reologici derivanti da analisi a ritroso e misurazioni dirette, hanno potuto evidenziare come il comportamento reologico di una massa contenente clasti grossolani non può essere unicamente valutata considerando il solo contributo della matrice fine in quanto ciò comporta il tralasciare l'importante effetto del contatto tra i clasti. Inoltre, sebbene i modelli dinamici abbiano la potenziale capacità di fornire misure accurate di *run-out*, così come informazioni di altro tipo quali la portata di picco e l'intensità (velocità del flusso e spessore), essi trovano un ulteriore limite nella necessità di avere a disposizione informazioni topografiche di elevata precisione (*McArdell et al.*, 2007) così come dataset dettagliati da poter essere utilizzati nella stima dei parametri di input.

La necessità di una precisa rappresentazione della topografia del canale e del conoide è stata puntualizzata da Rickenmann et al. (2006) in seguito all'applicazione di tre modelli bidimensionali per la simulazione di due eventi ben documentati di colata: sebbene infatti i modelli si siano dimostrati in grado di riprodurre i pattern deposizionali, vi è la necessità di utilizzare assunzioni circa i dettagli dell'evento e della topografia pre - evento così come l'uso regolare dei modelli stessi per un certo numero di anni per poter produrre mappe di pericolosità.

### **1.3.2. Analisi dei bacini di colata**

L'analisi di pericolosità è il processo di identificazione e caratterizzazione delle potenziali frane associato alla valutazione della corrispondente probabilità di accadimento. In particolare, l'analisi di pericolosità implica necessariamente lo studio del bacino nei suoi aspetti geologici e morfologici oltre che l'analisi dei fattori climatici che agiscono da innesco. La possibilità di poter relazionare l'attività di un determinato bacino a parametri facilmente misurabili che lo descrivano ha sempre esercitato un grande fascino a causa della semplicità del metodo oltre che della reale possibilità di migliorare le analisi di pericolosità.

Quest'ultima consta di varie fasi, dal riconoscimento del pericolo fino alla redazione di vere e proprie carte in grado di discretizzare, secondo classi diverse, i livelli di pericolosità. In letteratura, molti lavori si sono occupati di affrontare le fasi intermedie dell'analisi che riguardano la stima della probabilità di accadimento degli eventi (*Picarelli et al.*, 2005), la loro magnitudo (*D'Agostino et al.*, 1996, *Bovis and Jakob*, 1999, *Bianco and Franzi*, 2000; *D'Agostino and Marchi*, 2001; *Marchi and D'Agostino*, 2004 and *Glade*, 2005), l'intensità (*Fell et al.*, 2008), la produzione di relazioni frequenza-magnitudo (*Hungr et al.*, 1999; *Guzzetti et al.*, 2002; *Malamud et al.*, 2004; *Brardinoni and Church*, 2004; *Jacob*, 2005), e la progettazione di magnitudo e intensità di colata (*Jakob and Jordan*, 2001).

Negli ultimi anni molti sforzi sono stati volti al tentativo di associare la frequenza degli eventi alle caratteristiche geotecniche dei depositi nelle aree sorgente (*Bonnet-Staub*, 1998), a quelle del *bedrock* (*Lin et al*, 2000) oppure alla morfometria dei bacini, topografia

della zona d'innesco o di accumulo delle colate (*Bardou et al.*, 2003; *Fioraso and Chiarle*, 1996; *Wieczorek et al.*, 1997; *Wilford et al.*, 2004).

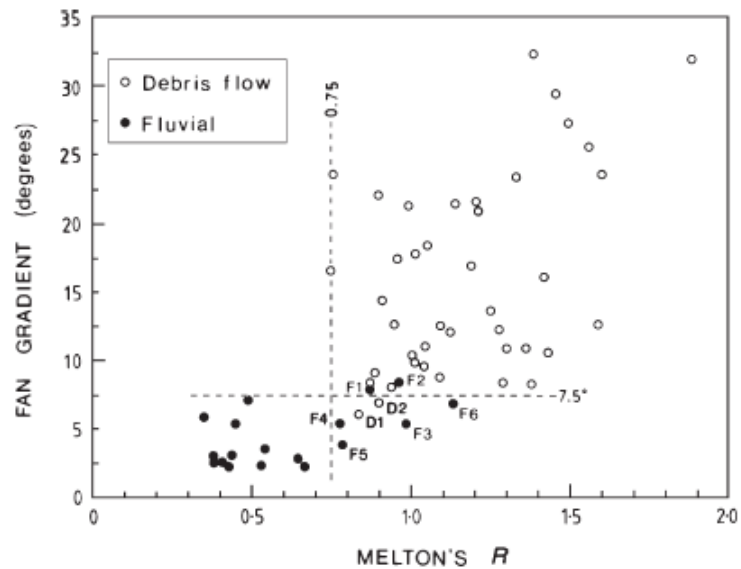


Figura 1.11: Rapporto tra numero di Melton e pendenza per conoidi alluvionali o legati ad attività di debris flow (da *DeSally and Owens*, 2004).

In particolare, la caratterizzazione morfometrica ha trovato numerose applicazioni negli ultimi anni. I parametri morfometrici del bacino e conoide possono essere utilizzati per distinguere i vari processi idrogeomorfici ai fini del riconoscimento del rischio (*De Scally et al.*, 2001; *De Scally and Owens*, 2004; *Wilford et al.*, 2004; *Rowbotham et al.*, 2005) (fig.1.11 e 1.12).

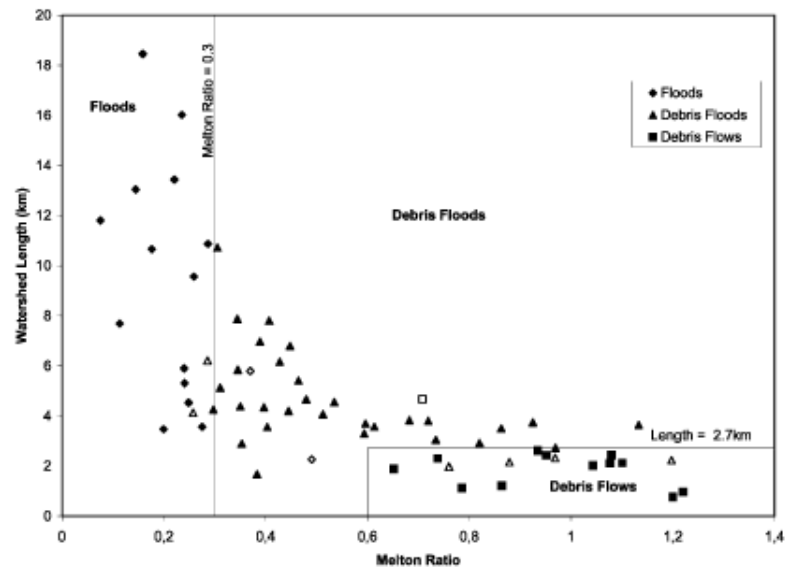


Figura 1.12: Limiti delle classi per i rapporti idrogeomorfici in funzione del rapporto tra numero di Melton e lunghezza del bacino (da *Wilford et al.*, 2004).

Rowbotham et al. (2005) hanno sviluppato un approccio sistematico e automatizzato per descrivere la distribuzione di frequenza delle misure morfometriche all'interno di ogni bacino e hanno messo in evidenza come la pendenza e l'esposizione siano i fattori previsionali più efficienti tra le variabili testate (fig.1.13).

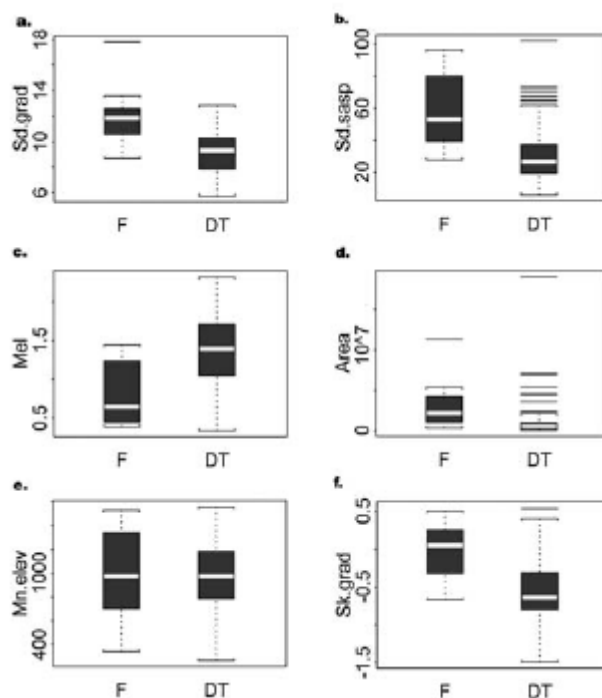


Figura 1.13: Plot delle variabili morfometriche significative dove *Sd.grad* e *Sd.sasp* rappresentano la deviazione standard della pendenza e dell'esposizione rispettivamente, *Mel* è il numero di Melton, *Area* è riferito al bacino, *Mn.elev* è la quota media del bacino, *Sk.grad* è simmetria della pendenza, *DT* ed *F* sono riferiti rispettivamente ai torrenti da debris flow e al quelli fluviali (da Rowbotham, 2005).

Altri autori si sono invece soffermati sulla necessità dell'utilizzo di parametri facilmente rilevabili per prevedere l'innescò delle colate. E' da notare, infatti, che la ricerca nell'ambito dei sistemi torrentizi si è focalizzata più sui processi idrologici che su quelli geomorfologici che agiscono come fattori d'innescò (*Johnson and Warburton, 2002, 2006*) sebbene pare che un certo numero di eventi si verifichi quando si raggiunge una soglia geomorfologica inadeguatamente compresa (*Bovis and Jacob, 1999; Sterling and Slymaker, 2007*). Vi è, comunque, un consenso generale sul fatto che determinate tecniche siano unicamente valide in un contesto geologico - geomorfologico - climatico specifico e non possono dunque essere applicate in altre situazioni (*Tiranti et al., 2008*).

Le notizie storiche o l'analisi fotogeologica multi-temporale possono fornire informazioni sufficienti alla definizione della relazione frequenza-magnitudo. A oggi esistono pochissimi esempi di derivazione di tale relazione a scala di singolo bacino (*Bovis*

and Jacob, 1999; Dalla Fontana and Marchi, 2003; Marchi and D'Agostino, 2004; Rickenmann and Koschni, 2010) sebbene, di fatto questo sia il modo più rigoroso di giungere ad una valutazione quantitativa di probabilità.

I tentativi di prevedere la frequenza e la magnitudo locali sulla base di indagini geomorfologiche portate avanti attraverso analisi aerofotografica e indagini sul campo includono il pionieristico lavoro di Bovis e Jacob (1999) che hanno evidenziato l'importanza della disponibilità di detrito nel regolare la frequenza e la magnitudo degli eventi (fig.1.14). Bacini “*weathering*” o “*transport - limited*” possono essere discriminati sulla base dell'area contribuyente, un numero di stabilità relativo al terreno e la densità di drenaggio.

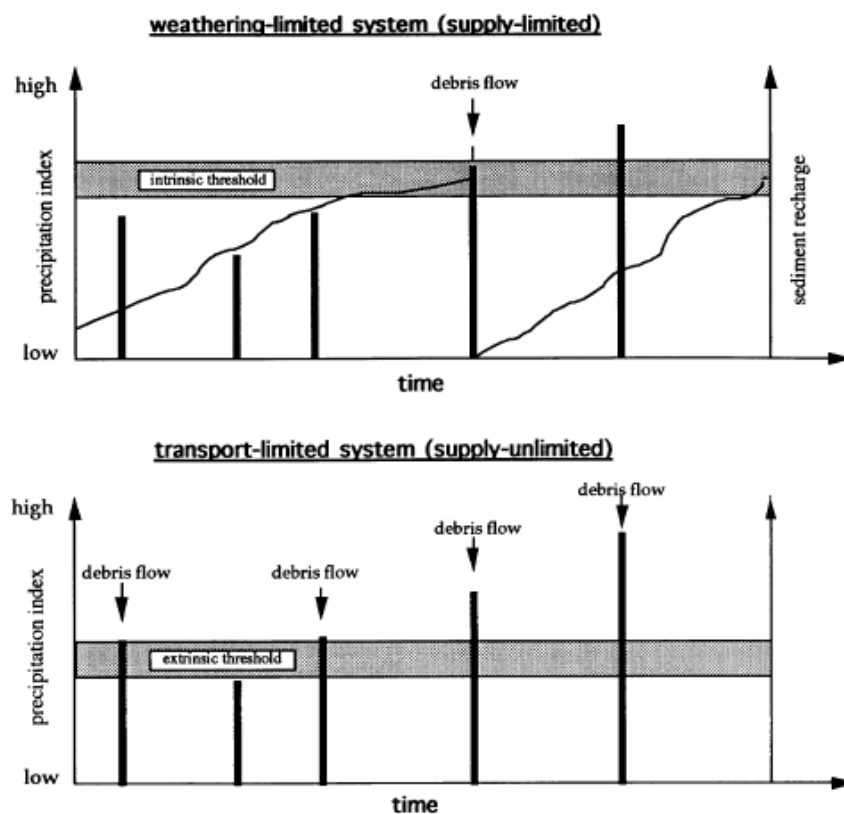


Figura 1.14: Concetti di *weathering-limited* e *transport-limited* applicati all'occorrenza delle colate detritiche. Le barre indicano le precipitazioni mentre le linee curve in risalita la ricarica di sedimento cumulato (da Bovis and Jacob, 1999).



Dalla Fontana e Marchi (2003), a partire dall'assunzione che la dinamica dei sedimenti all'interno di un bacino dipenda dalle complesse condizioni morfologiche dei canali, hanno ottenuto semplici indici del terreno da parametri topografici di base come la pendenza e l'area contribuyente, utili nell'analisi della rete di canali nell'ambito della valutazione del potenziale controllo della topografia sull'erosione e trasporto dei sedimenti e il ruolo delle sorgenti di detrito nel tasso di sedimentazione del bacino (fig.1.15).

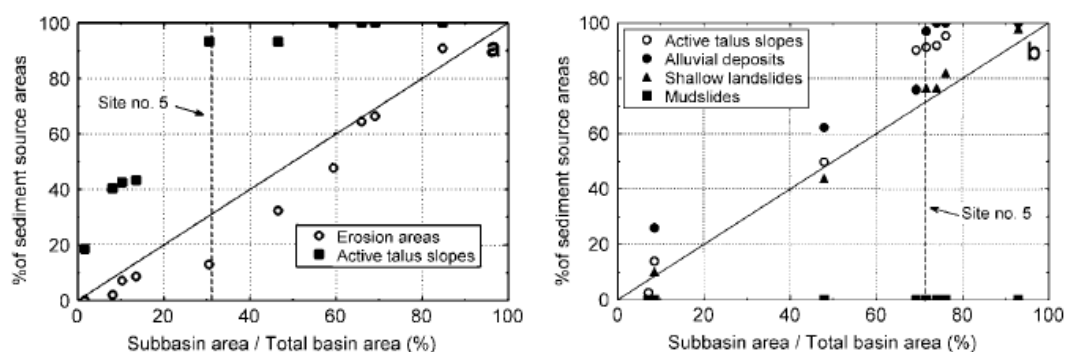


Figura 1.15: Relazione tra area di drenaggio e area sorgente per alcuni sotto-bacini selezionati, (a) Rio Cordon; (b) Rio Boite (da Dalla Fontana e Marchi, 2003).

Recentemente, lo sviluppo di sistemi informativi geografici come il GIS ha permesso di sviluppare ulteriormente le metodologie di analisi dei dati spaziali (*Lin et al.*, 2000; *He et al.*, 2003; *Iovine et al.*, 2003; *Toyos et al.*, 2007) consentendo di definire nuovi metodi per la rappresentazione del territorio (*Vitek et al.*, 1996) e fornendo la possibilità di rilevare in maniera automatica e oggettiva i parametri prendendo in considerazione ampie aree di studio (*Santacana et al.*, 2003; *Marchi and Dalla Fontana*, 2005; *Theiler et al.*, 2010).

La tecnologia GIS, infatti, può essere utilizzata per fornire una rapida valutazione della pericolosità legata all'erosione, sebbene la combinazione tra GIS e rilievo di campagna venga ancora considerato l'approccio migliore (*Gustavsson et al.*, 2006). A partire da un semplice modello digitale del terreno (DEM), il GIS consente di analizzare il bacino attraverso l'uso di semplici parametri quali la pendenza, l'esposizione, la direzione di drenaggio e l'area contribuyente che si dimostrano molto utili nella modellazione dell'erosione del suolo e, quindi, per le analisi di pericolosità (*Moore et al.*, 1993).

Nel 2005 Marchi e Dalla Fontana hanno presentato alcuni indicatori morfometrici basati sulla pendenza locale, area a monte e distanza dall'apice conoide derivanti dall'analisi eseguita con il DEM che è risultata in una rappresentazione distribuita dell'influenza della topografia sull'erosione e il potenziale accumulo di sedimenti. In maniera analoga, Santancana et al. (2003) hanno proceduto alla selezione di 13 parametri, relativi alla geometria del versante, per eseguire un'analisi discriminante e produrre mappe di suscettibilità, sottolineando, allo stesso tempo, i principali vantaggi derivanti dall'uso del Sistema Informativo Geografico, ovvero la rapidità consentita dall'acquisizione automatica dei parametri, la possibilità di prendere in considerazione ampie aree di studio nonché l'oggettività e la riproducibilità dei risultati. Oltre a questi aspetti, il GIS gioca un ruolo fondamentale nel migliorare la cartografia geomorfologica degli accumuli di sedimenti che possono rappresentare aree sorgenti per le colate detritiche. Seguendo questo tipo di approccio, Theler et al. (2010) hanno proposto una metodologia che consente di cartografare tali depositi sulla base dei dati ottenuti dall'analisi GIS, utilizzando un DEM ad alta risoluzione, rilievo di campagna e interpretazione di foto aeree (fig.1.16).

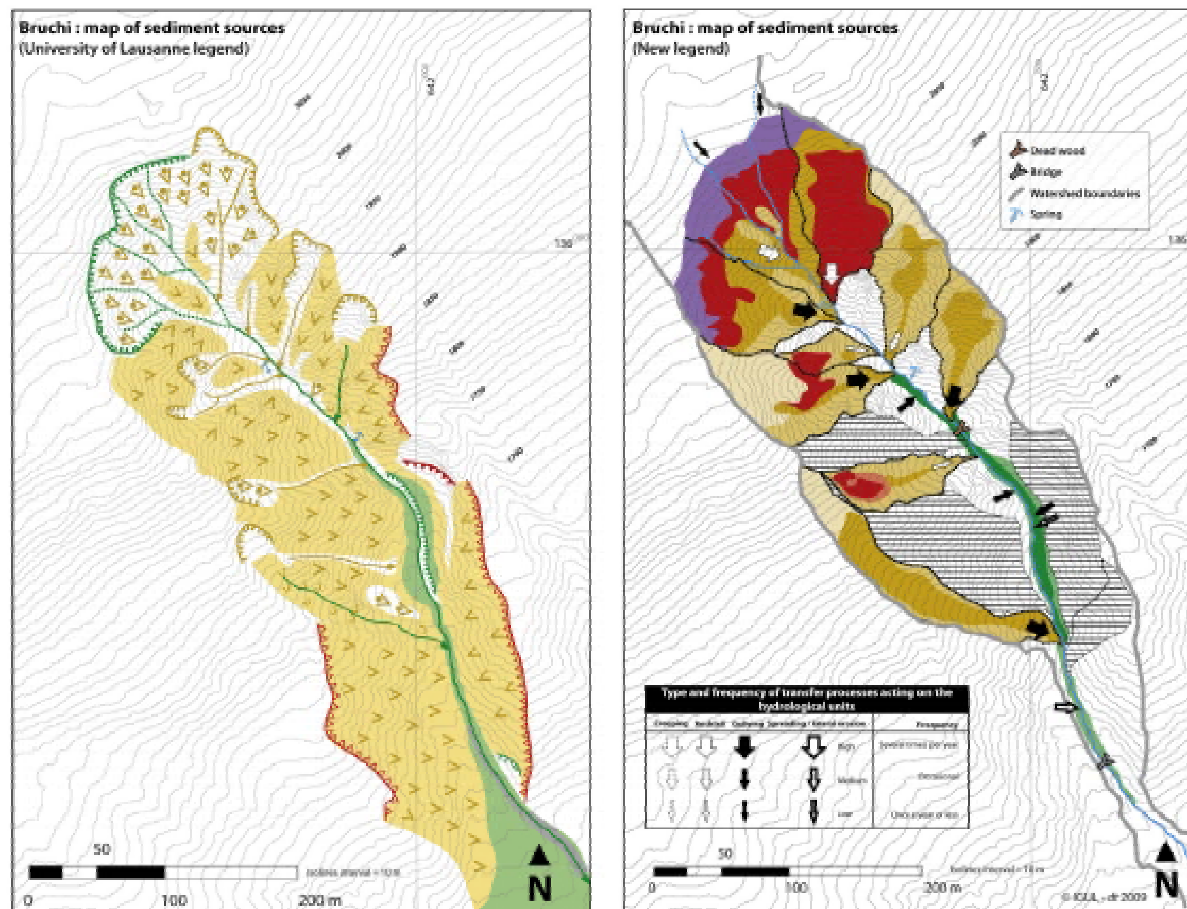


Figura 1.16: Esempi di carte geomorfologiche ottenute con metodologia su base GIS (da *Theiler et al.*, 2010).

## Capitolo 2

### Materiali e Metodi utilizzati

#### 2.1. Descrizione del Dataset

Gli obbiettivi di questo lavoro di ricerca sono stati perseguiti con il supporto dei dati e delle informazioni contenute in un database relativo agli eventi alluvionali fluviali e torrentizi che hanno luogo nei bacini montani dell'Alto Adige (*ED30*).

Tale sistema informativo integrato è scaturito dalla necessità di prevenire e mitigare i rischi per la popolazione e le infrastrutture in una Provincia, quella di Bolzano, dove, per la conformazione del suo territorio, ci si deve confrontare da sempre con una serie di pericoli naturali.

Ideato dalla ripartizione Opere Idrauliche della Provincia di Bolzano, il database viene costantemente aggiornato con le informazioni sui fenomeni torrentizi e fluviali (colate detritiche, alluvioni, fenomeni erosivi). Gli elementi fondamentali del sistema sono:

- scheda di rilevamento di campagna
- archivio informatico
- cartografia digitale su base GIS
- documentazione multimediale.

In particolare, la cartografia digitale comprende un DEM che ricopre l'intero territorio provinciale con una risoluzione di 2.5 m, carte tecniche regionali (scala 1:5.000 e 1:10.000) e le ortofoto acquisite nel 2006 (fig.1). Così strutturato, oltre a rappresentare uno strumento indispensabile per l'analisi del rischio, per la pianificazione del territorio, per la gestione di eventi futuri e, più in generale, per una miglior comprensione delle dinamiche che caratterizzano gli ambienti montani, offre un'ampia casistica su cui tarare i modelli di simulazione e, in questo caso specifico, il programma *DFlowz*, oltre a fornire tutti gli elementi necessari allo studio dei bacini e della loro attività in relazione alla loro caratterizzazione geomorfologica e morfometrica. Il database contiene, infatti, le informazioni geometriche che descrivono le caratteristiche della colata: con elementi areali sono state cartografate le aree in frana (in rosso) e soprattutto i depositi, che in base al loro spessore vengono rappresentati con diverse tonalità di verde, avendo cura di distinguere le

aree inondate con spessori maggiori di 1 m, compresi tra 0.1 e 1 m o più semplicemente dalla parte diluita del flusso con spessore quindi inferiore a 0.1 m; la caratterizzazione del canale in base all'attività è stata segnalata con elementi lineari di diverso colore, rosso per i settori in cui è avvenuta erosione, blu per quelli in trasporto e verde per quelli in cui il materiale ha iniziato a depositarsi; analogamente sono stati utilizzati elementi puntuali per segnalare gli eventuali danni (fig.2.1).

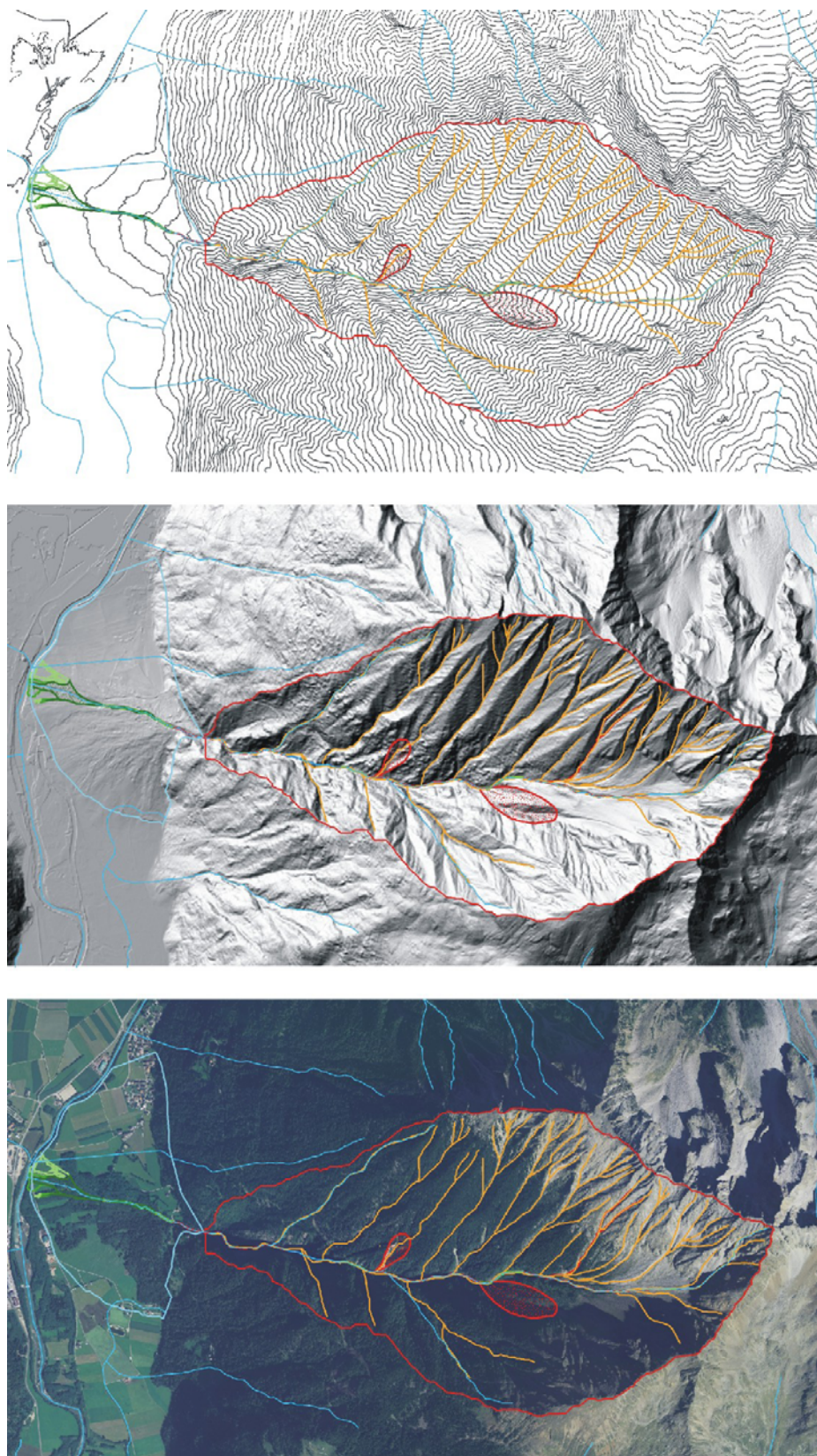


Figura 2.1: Rappresentazione del bacino Valburga con *contour* 5 m, *hillshade* e ortofoto. E' possibile osservare delle frane (in rosso) e i depositi sul conoide (in verde) relativi all'evento verificatosi nel 2007.



In ED30 sono contenute le informazioni relative a più di 1300 eventi di colata (ognuno dei quali è registrato con un codice identificativo *ID\_W*), riferiti a più di 200 bacini (identificati invece con un codice *ID\_New*), le quali sono state ricavate da archivi storici per quanto riguarda i fenomeni avvenuti fino al 1998 e, da allora, raccolte sistematicamente dalle autorità locali sulla base delle segnalazioni di evento cui fa seguito il rilevamento di campagna e la foto interpretazione. Informazioni geografiche dettagliate relative alle zone di innesco, al canale di flusso (distinzione e mappatura dei tratti in erosione, in trasporto e in deposizione), alle aree inondate insieme alla stima del volume depositato vengono raccolte dopo ogni evento insieme ad un archivio fotografico che ne documenta la dinamica, gli effetti sull'ambiente e gli eventuali danni.

Nel caso di colate avvenute prima del 1998 (947 record) è stato possibile mappare l'evento in 74 casi e stimare il volume solo in 44 casi, mentre informazioni dettagliate sono disponibili per 466 colate avvenute tra il 1998 e il 2009. Il database si può, infatti, ritenere completo per gli ultimi 12 anni a meno di eventi piccoli e molto piccoli che non vengono segnalati (eventi che avvengono in aree remote, con volume trascurabile o con nessun impatto su elementi antropici).

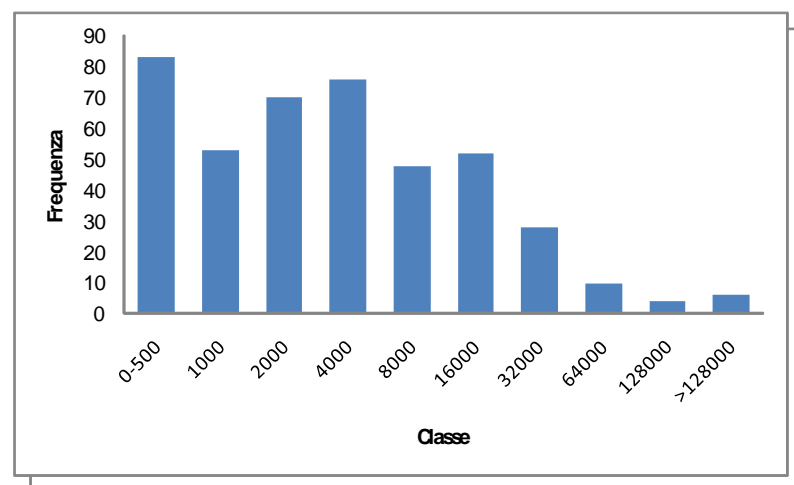


Figura 2.2: Distribuzione di frequenza del volume degli eventi (m³).

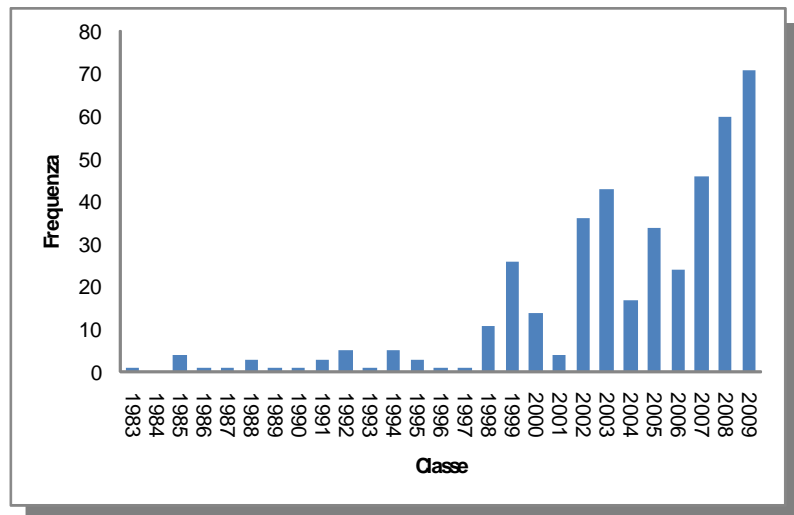


Figura 2.3: Distribuzione di frequenza degli eventi di colata.

## 2.2. DFlowz

*DFlowz* consente di delineare l'area inondata da un evento di colata a partire da una serie di dati di input:

- Volume di progetto del debris flow ( $V$ );
- Valori indicativi dell'incertezza della previsione di  $A$  e  $B$  ( $a$ ,  $b$ );
- Modello di elevazione digitale dell'area di conoide del debris flow;
- Un percorso di flusso preferenziale;
- Una serie di sezioni trasversali da utilizzare nei calcoli.

Il software può prendere in considerazione sia flussi confinati che non confinati, mentre le sezioni devono essere perpendicolari al percorso di flusso. Il modello procede con i calcoli seguendo un ordine definito (fig.2.7):

1. calcola i valori di  $A$  e  $B$  attesi sulla base del volume considerato e i fattori di insicurezza;
2. carica i file relativi al DEM, percorso di flusso e tracce delle sezioni;
3. definisce le sezioni trasversali utilizzando il DEM;
4. riempie la sezione superiore  $i$  finchè l'area inondata  $A_i$  uguaglia il valore atteso  $A$  e rifornisce l'ampiezza inondata  $W_i$ ;



5. procede verso le sezioni a valle  $i + 1, 2 \dots n$ , e calcola le ampiezze inondate  $W_{i+1, 2 \dots n}$  allo stesso modo;
6. calcola l'area planimetrica inondata tra le due sezioni  $B_i$ , finchè  $B_i < B$ .

### 2.2.1. Selezione eventi

Al fine di verificarne le capacità previsionali, 25 eventi sono stati selezionati per essere simulati con il modello analitico *DFlowz*, nato dall'implementazione delle relazioni empiriche che mettono in relazione il volume di un evento con l'area planimetrica e la sezione trasversale inondate, in ambiente *Matlab*.

La scelta dei casi da utilizzare per la modellazione numerica, tra tutti quelli contenuti in ED30, ha seguito una serie di criteri:

- Disponibilità della mappatura del deposito e stima del volume depositato
- Volume mobilizzato maggiore di 3000 m<sup>3</sup>
- Assenza di strutture (tipo ponti) che non possono essere correttamente descritte da un DEM
- Assenza di strutture di contenimento (o altre modificazioni morfologiche) non rappresentati dal DEM
- Nessuna confluenza con corsi d'acqua d'ordine superiore che possono prendere presa in carico parte del materiale detritico trasportato e depositato dal flusso.

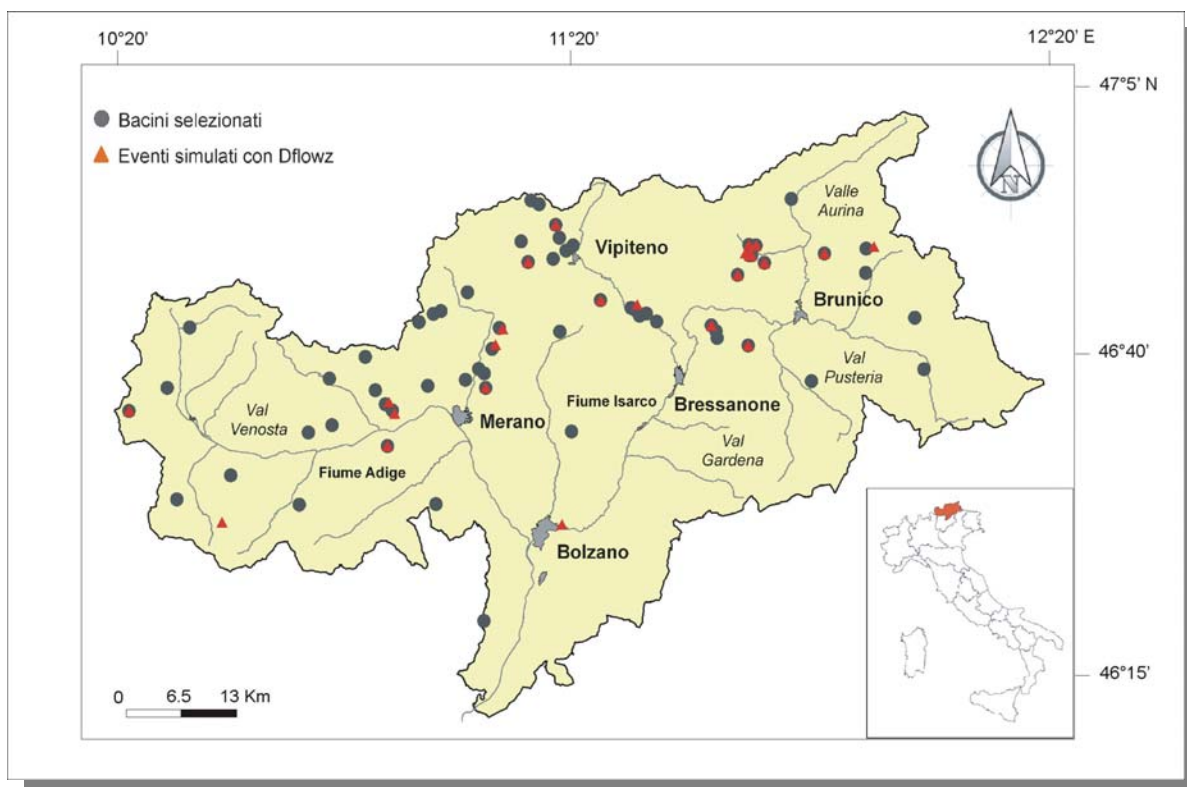


Figura 2.4: Ubicazione dei bacini e degli eventi di colata selezionati sul territorio alpino della provincia di Bolzano.

Alle informazioni contenute in ED30 relative agli eventi selezionati sono stati aggiunti ulteriori dati di tipo morfometrico collezionati durante due campagne di rilevamento che hanno portato alla misura diretta delle sezioni di flusso, alla raccolta di campioni di deposito e al controllo sul campo delle informazioni disponibili.

Le sezioni di flusso sono state misurate per completare il set informativo sulle grandezze descritte dalle relazioni semi-empiriche di scala. Se il volume depositato ( $V$ ) e l'area inondata ( $B$ ) sono infatti informazioni contenute in ED30, l'area trasversale di flusso ( $A$ ) è stata misurata sul campo in tutti i casi nei quali è stato possibile riconoscere con chiarezza le tracce dell'ultimo evento.

Le determinazioni granulometriche sono state eseguite tramite una procedura mista di misura in campo e di laboratorio:

- misura della dimensione dei clasti grossolani ( $> 20$  mm) tramite campionamento casuale lungo stendimenti di tipo lineare (100 misure ca. per determinazione);

- campionamento della matrice (< 20 mm) per determinazioni di laboratorio tramite setacciatura preliminare effettuata in campo.

Successivamente, è stata ottenuta una curva di distribuzione granulometrica complessiva dall'unione dei risultati ottenuti dall'analisi statistica eseguita per la parte di materiale più grossolana con quelli forniti dalle prove granulometriche eseguite in laboratorio su i campioni di matrice. In particolare, l'analisi granulometrica è stata eseguita procedendo per fasi:

- Setacciatura per via umida attraverso i setacci n. 11/2", 3/4", 1/2", 3/8", 5, 10, 16, 40, 70, 120, 200;
- Analisi della frazione (fine) passante al setaccio da 0.075 mm, mediante il metodo del densimetro (areometria).

I campioni, che si presentano con delle caratteristiche uniformi, hanno tutti un basso contenuto di materiali fini (5-20.5% per la componente limo-argillosa) e rientrano nella categoria definita come “colate alpine granulari” (*Paoluzzi et al.*, 1996).

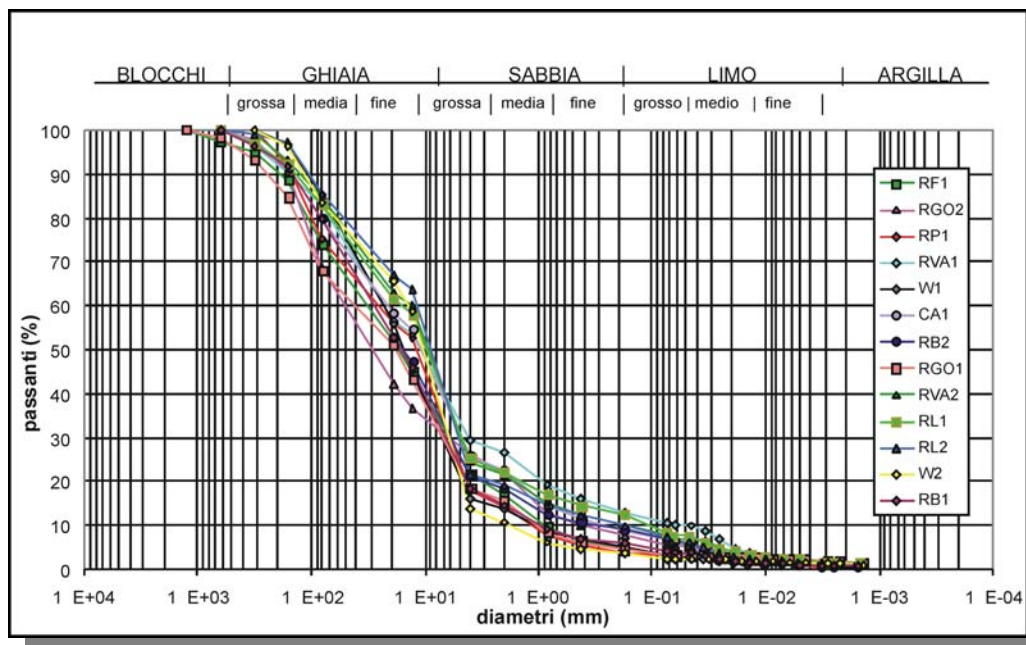


Figura 2.5: Curve di distribuzione granulometrica per i campioni relativi ai bacini di Rio Foresta (RF), Rio Gola (GO), Rio Pozzo (P), Waldfrieden (W), Rio Cane (CA), Rio Lana (L), Rio Valburga (VA).

I dati sperimentali relativi alle sezioni di flusso e aree inondate sono stati, invece, combinati con quelli pubblicati da Griswold e Iverson (2008), Crosta et al. (2003) e Berti e Simoni (2007) per rafforzare le relazioni di scala semi-empiriche.

Inizialmente è stata eseguita un'analisi di regressione multipla per verificare l'omogeneità statistica dei dataset, requisito indispensabile all'applicazione del modello di regressione: sebbene le rette non possano essere considerate coincidenti, la significatività del parallelismo fornisce sufficienti indicazioni sull'omogeneità statistica. I dataset sono stati quindi combinati per ottenere le rette di regressione di figura (2.6): i nuovi dati non riducono l'incertezza ma rafforzano le relazioni di scala dimostrando la loro rappresentatività del comportamento medio delle colate alpine.

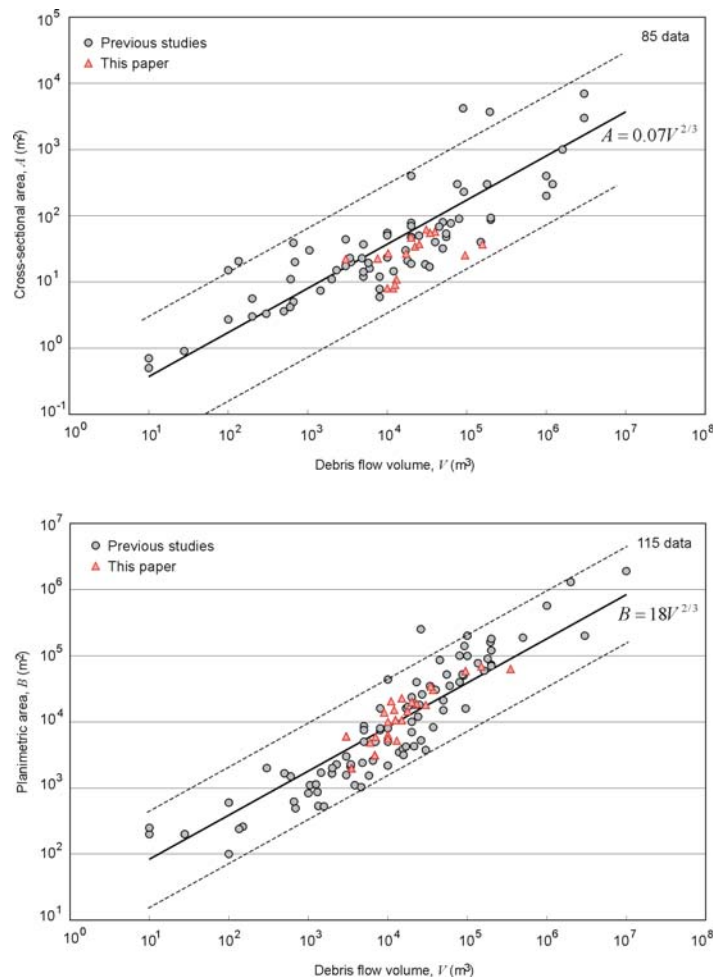


Figura 2.6: Relazioni di scala ottenute combinando i dati relativi agli eventi selezionati con quelli già presenti in letteratura: le linee tratteggiate indicano gli intervalli di confidenza del 95% per la previsione.

Per ognuno dei casi selezionati, è stato effettuato un confronto tra i dati riportati in ED30 (V-B) con le evidenze di campo e le fotografie aeree scattate poco dopo l'evento. In alcuni casi si è proceduto ad una parziale rimappatura del deposito con eliminazioni delle aree interessate da semplice allagamento.

La tabella (2.1) riporta le caratteristiche delle colate selezionate relativamente a  $V$ ,  $A$  e  $B$ , oltre alla pendenza media del deposito: i volumi considerati variano tra 3.000 e 350.000 m<sup>3</sup>, mentre le aree della sezione trasversale e planimetrica tra 7.9 e 59.6 m<sup>2</sup> e tra 1.982 e 69.109 m<sup>2</sup> rispettivamente.

Bacino	Data	Volume V (m <sup>3</sup> )	Area A (m <sup>2</sup> )	Area Planimetrica Inondata B			
				Area B (m <sup>2</sup> )	Altitudine max. (m a.s.l.)	Altitudine min. (m a.s.l.)	Pendenza media (°)
Rivellone	08/08/1957	350000	ND	63114	363	274	13
Lega	27/06/1998	95000	25.3	58539	708	609	12
Alpe Corte	12/07/2002	12000	ND	15072	1646	1724	16
Casera	12/07/2002	10000	25.7	10015	764	746	8
Cane1	12/07/2002	22368	33.9	18283	1305	1222	11
Cane2	12/07/2002	37016	56.2	30256	1288	1219	7
Campolago1	12/07/2002	22922	34.3	18736	1279	1217	11
Campolago2	12/07/2002	17689	25.5	14459	1278	1210	8
Corno	12/07/2002	10000	8.17	6358	1233	1208	9
Waldfrieden	12/07/2002	11000	7.9	5522	1272	1265	3
Foresta	14/11/2002	150000	34.1	69109	634	528	5
Pozzo	26/06/2003	6858	21.8	4616	1176	1159	11
Gola	18/07/2005	30000	59.6	17955	1371	1314	10
Valburga	11/07/2007	34642	55.1	38127	883	845	7
Gollerbach	21/06/2007	11000	ND	42288	1254	1145	12
Lana	09/08/2007	12983	10.9	4647	545	533	11
Lana	06/07/2004	20000	46.4	19885	535	523	2
Pit	29/06/2008	12500	9.1	10629	997	968	16
Campipietra	21/07/2008	3000	23.6	6025	1245	1217	12
Rosim	24/08/2003	15000	ND	10540	1944	1897	11
Velata	23/06/2002	15000	ND	22718	2170	2113	8
B.490	02/07/2003	6000	ND	4882	857	836	16
Eremo	21/06/2007	9000	ND	13837	1141	1124	8
Belcolle	17/07/2009	3500	ND	1982	577	566	7
Prato	14/07/1999	7000	ND	5925	449	404	15

Tabella 2.1 : Principali caratteristiche dei 25 eventi di colata selezionati.

### 2.2.2. Procedura di calibrazione e misura di affidabilità della previsione

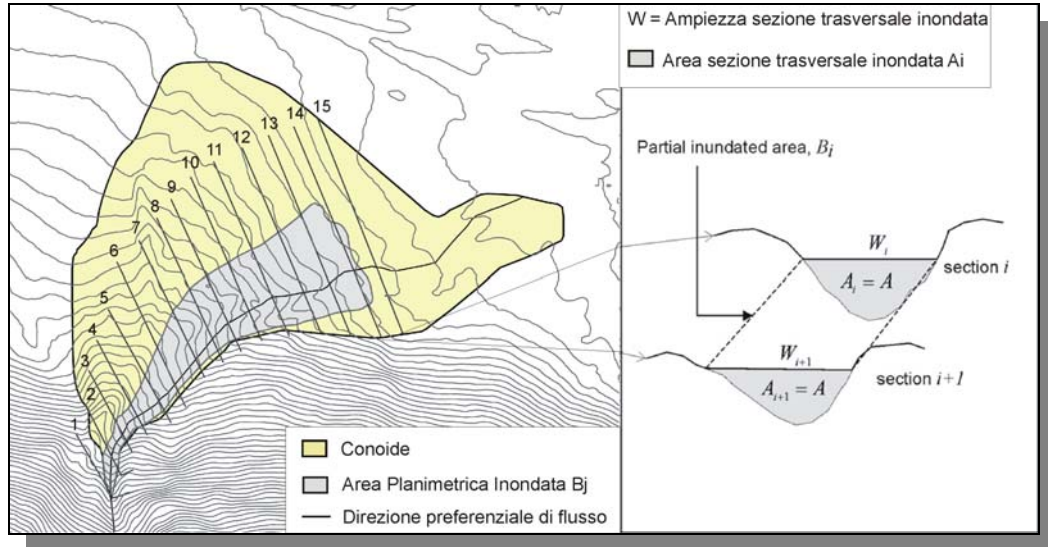


Figura 2.7: Implementazione del modello *DFlowz* nel calcolo di un'area planimetrica inondata per un evento di colata.

I parametri  $a$  e  $b$ , che consentono di tener conto dell'incertezza statistica associata alle relazioni semi-empiriche (1) e (2), sono stati utilizzati per mettere a punto la procedura di calibrazione del modello.

$$A = a0.08V^{2/3} \quad (9)$$

$$B = b17V^{2/3} \quad (10)$$

In pratica, variando  $a$  e  $b$ , è possibile valutare l'effetto di aumenti o diminuzioni del rapporto tra il volume di progetto e la sezione di flusso o l'area inondata, rispettivamente.

Per questo motivo è stato scelto di utilizzare i parametri di incertezza come parametri di calibrazione. I risultati della calibrazione esprimono inoltre una misura della prossimità di un evento alle condizioni di similarità geometriche descritte dalle relazioni empiriche.

La combinazione dei valori ad essi assegnati forniscono, inoltre, informazioni riguardanti il comportamento della colata nell'area di deposizione. Non tutte le combinazioni, infatti, hanno un significato fisico: assumendo che le due linee di regressione mostrino il comportamento medio dei debris flow, è ragionevole aspettarsi che i punti che ricadono al di sopra della linea  $V-A$  si troveranno al di sotto della linea  $V-B$ . Infatti, un valore relativamente grande di  $A$  indica un debris flow che si muove poco fluidamente a causa di un probabile elevato contenuto in materiale solido che determina un comportamento quasi viscoso, risultante in un'area planimetrica inondata più piccola ma dallo spessore elevato. Al contrario, un debris flow molto fluido, ad elevato contenuto d'acqua, inonderà piccole sezioni trasversali ma un'ampia area planimetrica.

Il processo di calibrazione si basa sull'iterazione del processo di inondazione simulata:  $a$  e  $b$  vengono fatti variare all'interno di uno specifico intervallo e per ogni simulazione viene misurato un indice di affidabilità ( $RI$ ) basato sul confronto tra l'area prevista da DFlowz e quella osservata. Il processo di calibrazione è stato automatizzato in ambiente *Matlab* in modo da poter eseguire un numero elevato di simulazioni e poter analizzare i risultati complessivamente ottenuti.

I valori di  $RI$  determinati per ogni combinazione dei parametri di incertezza  $a$  e  $b$ , possono essere plottati nello spazio  $a-b$  in modo da visualizzare l'andamento dell'indice di affidabilità e individuare la combinazione di parametri associata alla migliore previsione (fig.2.9).

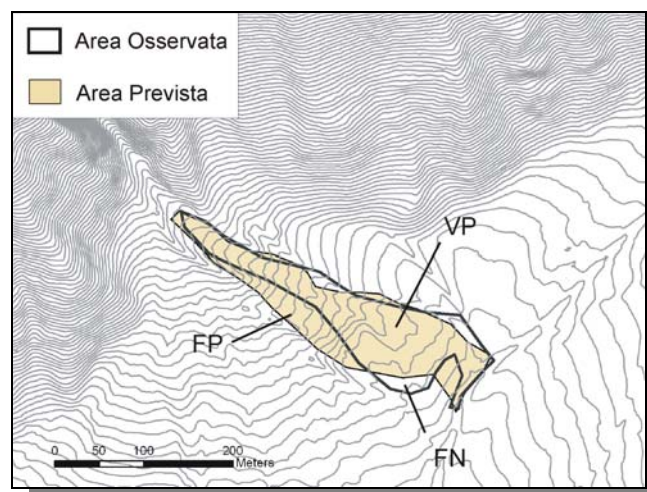


Figura 2.8: Classificazione delle aree derivata dalla sovrapposizione delle aree prevista e osservata.

Il calcolo dell'indice di affidabilità ( $RI$ ) si basa sulla classificazione binaria derivante dal confronto tra l'area effettivamente inondata (osservata) e l'area inondata prevista dal modello (fig.2.8). Ogni elemento (cella) è di conseguenza classificato come:

- VP: vero positivo
- FP: falso positivo
- FN: falso negativo

Tramite la combinazione di questi indicatori viene calcolato l'indice  $RI$  come:

$$RI = \frac{VP}{VP + FN} \left( 1 - \frac{FP}{FP + VP} \right) \quad (11)$$

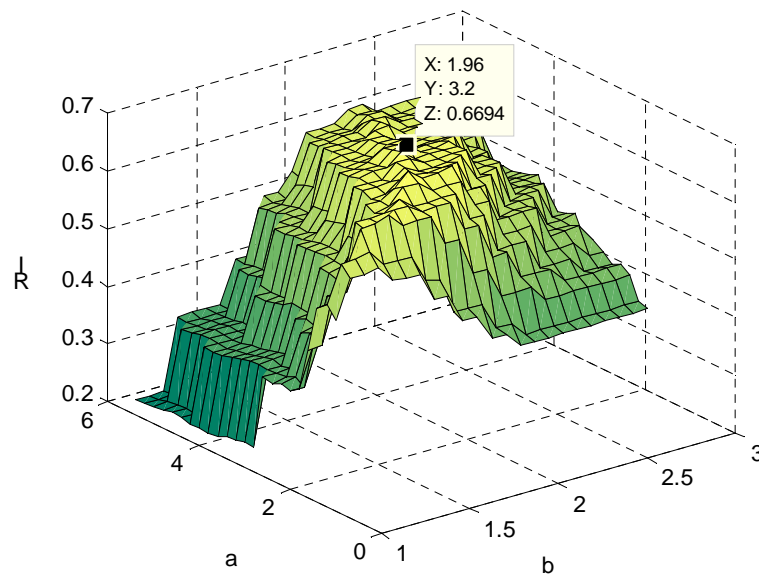


Figura 2.9: Variazione dell'indice  $RI$  in funzione di  $a$  e  $b$ .

Il primo membro rappresenta la parte corretta della previsione rispetto all'area inondata osservata ( $VP + FN$ ) il quale viene ridotto da un fattore, variabile tra 1 e 0, che misura l'abbondanza della previsione sbagliata relativamente all'area prevista totale ( $FP + VP$ ). L'indice risultante è variabile tra 1 (perfetta corrispondenza tra area prevista ed area osservata) e 0.



## **2.3. Metodologia di rilevamento dei bacini di colata**

### **2.3.1. Selezione dei bacini**

Il termine debris flow può assumere diversi significati a seconda della composizione granulometrica della massa in movimento quindi, della sua reologia, della dimensione spaziale in cui il processo ha luogo o ancora delle specifiche condizioni idrologiche. Il problema dell'innescò è, dunque, strettamente correlato alla micro - topografia locale oltre che alle proprietà meccaniche e idrauliche dei terreni. In quest'ottica, l'analisi geomorfologica e morfometrica delle caratteristiche fisiche dei bacini può costituire un valido strumento relativamente alla valutazione della pericolosità associata ai debris flow.

Parte della ricerca è stata, dunque, indirizzata verso questa tematica facendo sempre affidamento sul database ED30 che ben si presta a questo tipo di analisi.

La selezione dei bacini è stata condotta sulla base della loro attività, ovvero in seguito all'analisi degli eventi e dei relativi volumi mobilizzati riportati dalle schede del database ED30. In particolare, sono stati scelti i bacini per i quali:

- Due o più eventi sono stati registrati
- Almeno uno degli eventi registrati negli ultimi dodici anni (1998-2009) è stato associato ad un volume del deposito non inferiore a 5000 m<sup>3</sup>.

Seguendo questi due criteri 82 bacini distribuiti sul territorio della provincia di Bolzano, selezionati in modo da interessare tutte le classi litologiche, sono stati scelti per essere caratterizzati da un punto di vista geomorfologico e morfometrico.

### **2.3.2. Variabili morfometriche**

L'utilizzo delle diverse funzionalità di ArcMap 9.3 (ESRI, 2006), ha permesso di misurare in maniera oggettiva numerosi parametri di tipo morfometrico e idrologico a partire dal DEM (tab.2.2). Più in particolare, per ognuno dei bacini selezionati sono state misurate le principali variabili morfometriche che descrivono il rilievo, la rete di drenaggio ed il conoide.

Inizialmente sono stati ottenuti 9 raster necessari alle successive analisi, di cui 3 ricavati con l'ausilio del *Surface Analyst* (*slope*, *aspect*, *hillshade*), mentre altri 6, ottenuti in sequenza con le funzioni dell'*Hydrology Toolset*, hanno consentito di delineare il bacino (*Flow Direction*, *Flow Accumulation*, *Flow Length*, *Snap Pour Point*, *Watershed*). Una volta ottenuti i raster è stato possibile derivare informazioni quali area, perimetro, altitudine (massima, minima, media e deviazione standard) e pendenza (media e deviazione standard). Inoltre, la funzione “*slope*” ha permesso di visualizzare la pendenza secondo classi definite (0-4°, 4°-10°, 10°-20°, 20°-30°, 30°-35°, 35°-40°, 40°-50°, 50°-60°, 60°-70°, >70°), che sono risultate poi utili per le successive valutazioni, e misurarne l'estensione.

La rete di drenaggio è stata delineata utilizzando la procedura che consente di estrarla dal DEM utilizzando una soglia di area drenante bassa; la successiva fase di foto interpretazione ha permesso di eliminare poi i tratti di rete drenante non appartenenti ai canali. Sul relativo shapefile viene, invece, calcolata la lunghezza complessiva della rete di canali e della principale asta drenante individuata sul raster *Flow Accumulation* dall'allineamento di celle caratterizzate dal più alto valore di accumulo di flusso.

I parametri misurati consentono di definire una serie di parametri derivati, quali la densità di drenaggio, rilievo, fattore di forma e l'integrale ipsometrico.

Nel caso dei conoidi, la caratterizzazione ha interessato l'estensione e la pendenza della superficie nonché i punti di apice e fine conoide. Parallelamente all'analisi dei bacini, sono stati presi in considerazione gli eventi di colata registrati nel database ED30 per i quali sono stati misurati gli elementi geometrici (quota, pendenza, esposizione) relativi al punto d'innescio, i tratti di canale di prevalente erosione, trasporto e deposizione e le aree di deposizione.

Altri parametri, invece, non derivabili dal modello digitale del terreno, vengono ottenuti dalla foto-interpretazione (estensione di eventuali laghi e ghiacciai, magnitudo della rete di drenaggio), dalla cartografia geologica (litotipo dominante) e dalla mappa di uso del suolo (presenza o assenza di copertura vegetale).

Variabile	Descrizione	Formula
$A_T$	Area bacino totale (Km <sup>2</sup> )	
$P$	Perimetro bacino (Km)	
$L_b$	Lunghezza bacino (Km)	
$z_{max}$	Altitudine max. bacino (m)	
$z_{min}$	Altitudine min. bacino (m)	
$z^*$	Altitudine media bacino (m)	
$\sigma_z$	Deviazione Std. Altitudine	
$Z_T$	Rilievo (Km)	$z_{max} - z_{min}$
$N_M$	Numero di Melton (Km <sup>-2</sup> )	$D_d / A_T^{0.5}$
$Z_R$	Integrale Ipsometrico	$(z^* - z_{min}) / (z_{max} - z_{min})$
$S_b$	Pendenza media bacino (°)	
$\sigma_s$	Deviazione Std. Pendenza	
$S_{(0-4)}$	Area con pendenza 0°-4° (Km <sup>2</sup> )	
$S_{(4-10)}$	Area con pendenza 4°-10° (Km <sup>2</sup> )	
$S_{(10-20)}$	Area con pendenza 10°-20° (Km <sup>2</sup> )	
$S_{(20-30)}$	Area con pendenza 20°-30° (Km <sup>2</sup> )	
$S_{(30-35)}$	Area con pendenza 30°-35° (Km <sup>2</sup> )	
$S_{(40-50)}$	Area con pendenza 40°-50° (Km <sup>2</sup> )	
$S_{(50-60)}$	Area con pendenza 50°-60° (Km <sup>2</sup> )	
$S_{(60-70)}$	Area con pendenza 60°-70° (Km <sup>2</sup> )	
$S_{(>70)}$	Area con pendenza >70° (Km <sup>2</sup> )	
$L_T$	Lunghezza Rete Drenaggio (Km)	
$D_d$	Densità di drenaggio (Km <sup>-1</sup> )	
$L_C$	Lunghezza Canale principale (Km)	
$S_C$	Pendenza Canale principale (°)	
$A_{dv}$	Area con detrito vegetato (Km <sup>2</sup> )	
$A_{dnv}$	Area con detrito non vegetato (Km <sup>2</sup> )	
$A_{dc}$	Area con detrito cementato (Km <sup>2</sup> )	
$A_{rv}$	Area con roccia vegetata (Km <sup>2</sup> )	
$A_{ra}$	Area con roccia affiorante (Km <sup>2</sup> )	
$A_{bed}$	Bedrock con leggera copertura detritica (Km <sup>2</sup> )	
$L_{dv}$	Rete drenante in detrito vegetato (Km)	
$L_{dnv}$	Rete drenante in detrito non vegetato (Km)	
$L_{dc}$	Rete drenante in detrito cementato (Km)	
$L_{rv}$	Rete drenante in roccia vegetata (Km)	

Variabile	Descrizione	Formula
$L_{ra}$	Rete drenante in roccia affiorante (Km)	
$L_{bed}$	Rete drenante in bedrock con copertura detritica (Km)	
$A_c$	Area conoide (Km <sup>2</sup> )	
$z_{ac}$	Quota apice conoide (m)	
$S_{ac}$	Pendenza apice conoide (°)	
$z_{tc}$	Quota terminus conoide (m)	
$S_{tc}$	Pendenza terminus conoide (°)	
$A_{c_{tc}}$	Area contribuente terminus conoide (Km <sup>2</sup> )	
$SSY$	Tasso di sedimentazione su conoide (m <sup>3</sup> m <sup>-2</sup> )	$V / A_T$
$CSY$	Tasso di sedimentazione lungo la rete di drenaggio (m <sup>3</sup> m <sup>-1</sup> )	$V / L_T$
$ACL$	Tasso di sedimentazione lungo la rete di drenaggio attiva (m <sup>3</sup> m <sup>-1</sup> )	$V / L_{dnv}$
$L_e$	Lunghezza canali in erosione (m)	
$L_t$	Lunghezza canali in trasporto (m)	
$L_d$	Lunghezza canali in deposizione (m)	
$z_i$	Quota punto innesco (m)	
$S_i$	Pendenza punto innesco (°)	
$e_i$	Esposizione punto innesco	
$A_{c_i}$	Area contribuente punto innesco (Km <sup>2</sup> )	
$z_{id}$	Quota punto inizio deposizione (m)	
$S_{id}$	Pendenza punto inizio deposizione (°)	
$e_{id}$	Esposizione punto inizio deposizione	
$A_{c_{id}}$	Area contribuente punto inizio deposizione (Km <sup>2</sup> )	
$z_{fd}$	Quota punto fine deposizione (m)	
$S_{fd}$	Pendenza punto fine deposizione (°)	
$e_{fd}$	Esposizione punto fine deposizione	
$A_{c_{fd}}$	Area contribuente punto fine deposizione (Km <sup>2</sup> )	

Tabella 2.2: Parametri rilevati per gli 82 bacini presi in considerazione e i relativi eventi, dove V è il volume dell'evento.

### 2.3.2.1. Parametri relativi al bacino

Questo paragrafo ha lo scopo di fornire una breve descrizione dei principali parametri presi in considerazione.

- Area

L'area del bacino viene calcolata semplicemente trasformando il raster “*watershed*” in uno shapefile che consente di misurare le caratteristiche del poligono che rappresenta il bacino stesso.

- Perimetro

E' la lunghezza del contorno del poligono rappresentante il bacino.

- Quote caratteristiche

Sono la quota massima, la minima e la media del bacino. Sono tutte facilmente ricavabili dal modello digitale del terreno attraverso la sua analisi con la funzione *Zonal Statistics*.

- Pendenza media

Media dei valori di pendenza associati ad ogni pixel. La pendenza è misurata in percentuale. L'algoritmo usato per il calcolo della pendenza prende in considerazione la matrice 3x3 che racchiude ogni cella del DEM. Si calcola il salto tra ogni pixel e i punti adiacenti posti più in basso e si divide il risultato per la lunghezza del lato del pixel o la lunghezza della diagonale a seconda della posizione reciproca tra i punti. Il valore maggiore corrisponde alla pendenza adottata.

- Aspect medio

Per *aspect* si intende l'angolo di esposizione di una cella sul piano orizzontale, espresso in gradi. Il valore calcolato è la media dei valori di *aspect* associati ad ogni pixel. Per questo parametro si è usata la seguente convenzione: nord = 0° e orientamento in senso orario.

- Fattore di forma

Rapporto tra l'area del bacino e il quadrato della lunghezza dell'asta principale.

- Rilievo

Rappresenta la differenza tra la quota del punto più elevato dello spartiacque e quella della sezione di chiusura.

#### 2.3.2.2. Parametri relativi al conoide

- Area

A differenza del bacino, non è possibile delineare il conoide in maniera oggettiva utilizzando le funzioni del GIS ma unicamente attraverso l'interpretazione della morfologia con l'ausilio del raster della pendenza, le *contour map* e le ortofoto; successivamente dello shapefile ottenuto viene misurato il valore relativo all'estensione.

- Pendenza media

Media dei valori di pendenza associati ad ogni pixel contenuto nel poligono che delimita il conoide.

- Quote caratteristiche

Ovvero la quota massima, la minima e la media del bacino. Sono tutte facilmente ricavabili dal modello digitale del terreno attraverso la sua analisi con la funzione *Zonal Statistics*.

#### 2.3.2.3. Parametri relativi alla rete di drenaggio

- Lunghezza complessiva del reticolo

E' la lunghezza del totale del reticolo idrografico.

- Lunghezza dell'asta principale

Per asta principale si intende la più lunga asta del reticolo ovvero la successione più lunga di segmenti che congiungono una sorgente alla sezione di chiusura del bacino. Con sorgenti si indicano quei punti della rete idrografica posti alle estremità di monte da cui il reticolo stesso ha origine.

- Magnitudo

La magnitudine di un segmento (o di un punto) di rete è il numero complessivo di sorgenti poste a monte del segmento (punto) considerato. Il valore restituito dallo script è il numero complessivo delle sorgenti del reticolo drenante il bacino.

- Densità di drenaggio

La densità di drenaggio è il rapporto tra la lunghezza complessiva del reticolo e l'area del bacino. Generalmente è rappresentata da valori molto alti nelle aree interessate dalla presenza di terreni impermeabili, perché su essi il reticolo idrografico si presenta molto ramificato, e,

viceversa, molto contenuti per le aree in cui ricadono terreni permeabili. La densità di drenaggio diminuisce all'aumentare del grado di copertura vegetale del bacino idrografico, perché il processo di infiltrazione nel suolo risulta favorito rispetto al deflusso superficiale e il reticolo idrografico si presenta sempre meno ramificato. La densità di drenaggio è anche un indicatore dello stadio evolutivo della rete idrografica, dato che i fenomeni di erosione e trasporto che avvengono sia all'interno dei cavi fluviali sia sui versanti condizionano lo sviluppo planimetrico dei canali.

### **2.3.3. Variabili geologiche**

Allo scopo di descrivere le condizioni di riserva del detrito, l'area del bacino è stata analizzata con l'uso di una dettagliata morfologia del terreno (DEM con risoluzione di 2.5 m) e le ortofoto.

In teoria, le aree serbatoio corrispondono al bacino del torrente, in pratica, a causa della forte eterogeneità dei pendii (*Johnson e Warburton, 2002*), alcune parti del bacino possono essere completamente inattive, mentre accumuli di detrito possono essere identificati lungo i canali di trasporto.

La fotointerpretazione combinata all'analisi morfologica di dettaglio sono state utilizzate per ottenere una stima della disponibilità di detrito sciolto all'interno dei singoli bacini. In particolare, l'analisi ha distinto le seguenti categorie di litotipo affiorante:

- bedrock (affiorante o sub-affiorante)
- detrito sciolto (accumuli di talus, depositi fluvio-glaciali, colluvio e terreni di copertura in genere);
- detrito cementato (come sopra, con cementazione del deposito)
- bedrock e detrito (bedrock subaffiorante con abbondante detrito sciolto prodotto dal rapido disfacimento dello stesso)

Le prime osservazioni sono state condotte attraverso la foto-interpretazione che ha fornito una visione preliminare dell'area di studio e permesso la comprensione dei potenziali processi geomorfologici attraverso le caratteristiche del paesaggio.

Successivamente, con l'aiuto del raster relativo alla pendenza e della *contour-map* con intervallo di 2.5 m, è stato possibile distinguere le aree caratterizzate da rocce affioranti dalle

zone con presenza di detrito nella forma di materiale alterato e *colluvium*: secondo Bonnet-Staub (2001) l'innescò di una colata si può verificare su versanti con una pendenza non inferiore ai 25°, mentre a 11°-12° i depositi accumulatisi lungo il canale possono essere rimobilizzati; per quanto riguarda i depositi morenici, maggiormente cementati rispetto ad altri sedimenti non consolidati, la pendenza media di innescò è compresa tra 27° e 38°. Seguendo, quindi, il criterio che né il *colluvium* né i materiali alterati possono depositarsi su pendenze >40°, le aree con pendenza <40° sono state considerate come detrito, quelle con pendenza >40° roccia. Ovviamente questa discriminazione è stata successivamente controllata con la foto-interpretazione e l'analisi del contesto geomorfologico necessari per chiarire le situazioni incerte.

La sovrapposizione del livello relativo all'uso del suolo ha permesso un'ulteriore distinzione in funzione della vegetazione. Il ruolo di quest'ultima relativamente alla stabilità di un versante è variabile ma può anche essere fondamentale (*Greenway*, 1987) nei casi in cui agisce andando a diminuire l'impatto della pioggia e il suo deflusso o stabilizzando sedimenti non consolidati attraverso l'azione delle radici. La vegetazione può, quindi, contribuire ad interrompere il trasporto del materiale dalla zona a monte da quella a valle (*Borselli et al.*, 2008): accumuli attivi di sedimento sono privi di vegetazione, quelli semi-attivi vengono unicamente modificati nel corso di eventi con periodo di ritorno tra i 10 e 100 anni e contengono specie vegetali pioneristiche, mentre sono considerati inattivi e, quindi, stabili, accumuli di sedimento che, coperti da una vegetazione vecchia, sono modificabili da eventi estremi (periodo di ritorno tra i 100 e i 1000 anni) (*Theiler et al.*, 2010).

Le informazioni relative alla vegetazione sono state ottenute dalla carta del *Corine Land Cover* fornita dalla Provincia di Bolzano che ha permesso, di combinare le informazioni relative al litotipo superficiale con quelle di copertura vegetale (presente o assente). Nella categoria di vegetazione assente ricadono tutte le porzioni di territorio caratterizzata da completa assenza di copertura o copertura costituita da prato e pascolo.

Una volta mappata la presenza dei litotipi caratterizzanti il bacino, attraverso la sovrapposizione di questi con la rete di drenaggio è stato possibile distinguere i tratti di canale "attivi", ovvero quelli connessi con le riserve di detrito, da quelli "inattivi" e calcolarne le relative lunghezze.



## 2.4. Frequenza e magnitudo degli eventi di colata

Le informazioni di tipo storico relative all'attività dei debris flow sono raccolte nel citato sistema informativo integrato (ED30) della Provincia Autonoma di Bolzano.

Disporre di informazioni di natura storico-archivistica sufficienti a definire la relazione frequenza-magnitudo che descrive l'attività di debris flow in uno specifico bacino non è facile. Le maggiori difficoltà possono essere così sintetizzate:

- Mancanza di serie temporali che si possano definire complete per tutte le classi di magnitudo
- Impossibilità di stimare in modo accurato il volume dei depositi per gli eventi più recenti a causa della sovrapposizione di nuovi accumuli o dell'azione erosiva dei fiumi
- Limiti dei metodi che non consentono di generalizzare l'uso della datazione.

Per poter confrontare l'attività da colata in diversi bacini devono rendersi disponibili informazioni complete di data e magnitudo all'interno di un intervallo considerato sufficientemente lungo per poter definire la frequenza. Per uno studio di tipo regionale le fonti di tipo storico rappresentano lo strumento più utile, sebbene l'incompletezza delle informazioni costituisca il limite più comunemente incontrato.

Considerata l'abbondanza di notizie relative agli eventi ed al loro volume, il database ED30 offre una buona opportunità per esplorare la relazione tra le variabili di tipo geomorfometrico e le caratteristiche di frequenza e magnitudo. La serie storica può essere, infatti, considerata completa per gli ultimi 12 anni, ovvero da quando una raccolta sistematica dei dati è stata introdotta, mentre prima del 1998 l'incompletezza dell'informazione storica è evidente (fig.2.10).

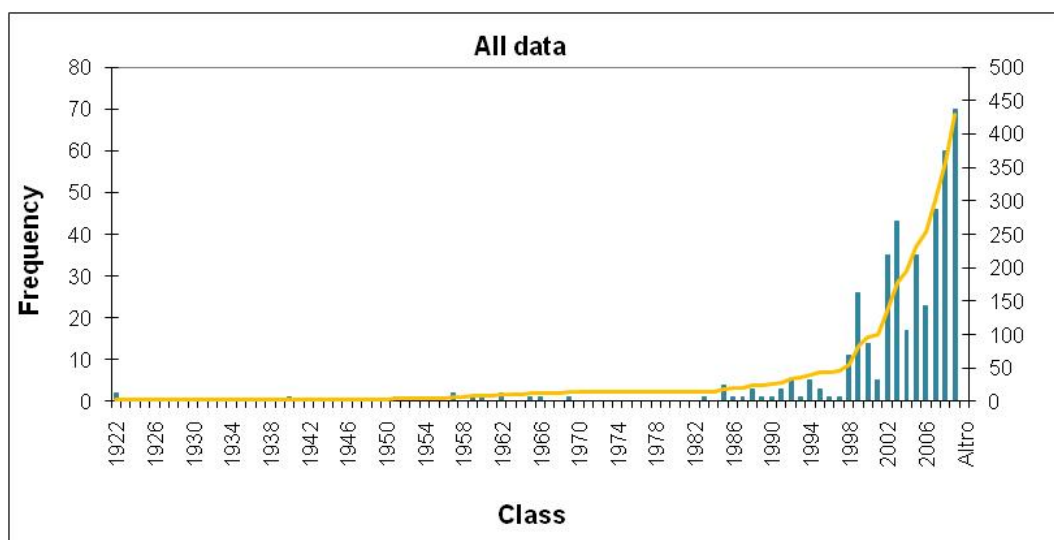


Figura 2.10: Frequenza ottenuta considerando tutti i record per gli eventi.

Un semplice modo che consente di confrontare l'attività per i diversi bacini è la definizione della quantità totale di materiale depositata annualmente sul conoide o, in alternativa, il prodotto della frequenza media per la magnitudo media (*Bovis e Jacob, 1999*).

In questo studio, per ridurre l'effetto legato all'incompletezza delle informazioni e massimizzare il numero di informazioni storiche usate per misurare l'attività, è stato adottato un metodo basato sull'assunzione che l'incompletezza varia in base alla magnitudo (*Hungr et al., 1999*): eventi che hanno mobilizzato grandi volumi sono più facilmente registrati nei record storici quindi il loro periodo di campionamento si estende per tutto l'intervallo temporale ricoperto dal dataset. Per testare questa ipotesi, il metodo prevede che istogrammi di accadimento vengano plottati separatamente per ogni ordine di magnitudo considerato. Dall'analisi successiva degli istogrammi, è stato osservato che pattern simili (rapido aumento della frequenza a partire dal 1998) sono riscontrabili per eventi con volume  $<1000 \text{ m}^3$ , compreso tra  $1000$  e  $5000 \text{ m}^3$  e tra  $5000$  e  $10000 \text{ m}^3$ . I dati relativi a queste tre classi sono stati quindi combinati per ottenere in fine 4 istogrammi per magnitudo  $<9999 \text{ m}^3$ , compresa tra  $10000$  e  $49999 \text{ m}^3$ , tra  $50000$  e  $99999 \text{ m}^3$  e  $>99999 \text{ m}^3$  (fig.2.11).

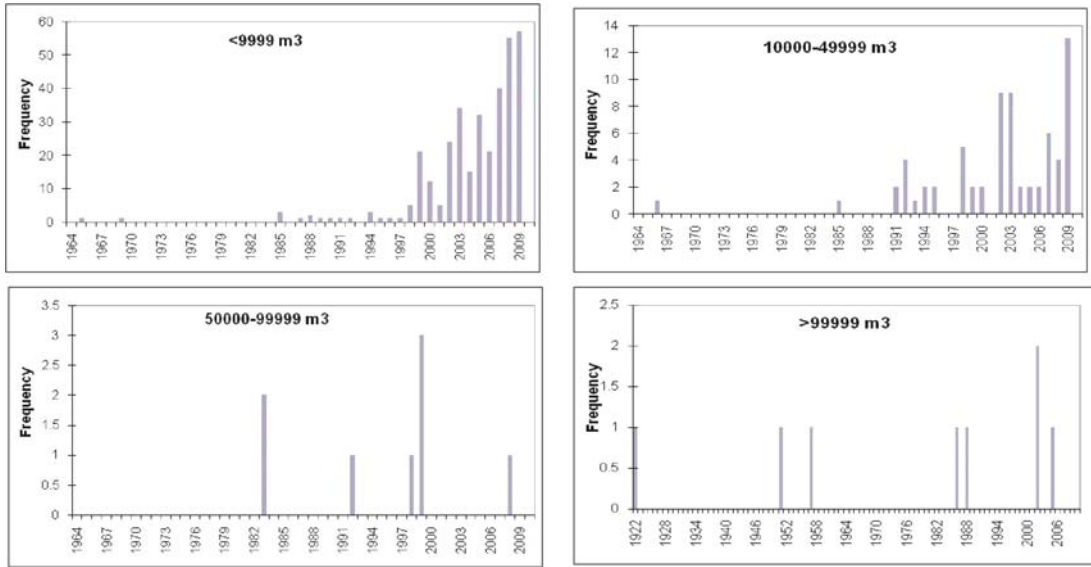


Figura 2.11: Istogrammi di frequenza per le diverse classi di magnitudo considerate.

Nonostante la difficoltà dovuta al numero limitato di record, sono stati attribuiti a queste classi di magnitudo dei corrispondenti intervalli di campionamento: per eventi con magnitudo inferiore a 9999 m<sup>3</sup> si considera il periodo tra il 1998 e il 2009, il periodo 1991-2009 per magnitudo comprese tra 10000 e 49999 m<sup>3</sup>, 1983-2009 per quelli con volume compreso tra 50000 e 99999 m<sup>3</sup> ed, infine, il periodo 1921-2009 per gli eventi più grandi.

L'attività da colata è stata successivamente calcolata per ogni bacino come:

$$AI = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{Vt_i}{ti_i} \quad (12)$$

Dove  $n$  è il numero di classi di magnitudo,  $Vt_i$  il volume depositato dagli eventi di classe di magnitudo  $i$  durante il corrispondente intervallo di campionamento  $ti_i$ .

L'indice così calcolato non prende in considerazione gli eventi la cui frequenza è minore rispetto all'intervallo di campionamento, deve essere dunque considerato una stima piuttosto che una misura oggettiva dell'attività del bacino.

## 2.5. Il Modello numerico bidimensionale RAMMS

Molti modelli sono stati sviluppati negli ultimi anni per riprodurre il comportamento di una colata nelle sue fasi di decelerazione e deposizione. Nel 2005 Rickenmann ha definito due categorie principali in cui ricadono i modelli che utilizzano un approccio di tipo semi-empirico, sulla scia del metodo proposto da Iverson (1998) per delineare le zone potenzialmente interessate dai *lahars*, da una parte, e i modelli fisicamente basati dall'altra.

Parte di questo lavoro di ricerca ha avuto come obiettivo il confronto tra queste due tipologie al fine di comprendere le potenzialità e i limiti di entrambe. A questo scopo è stato scelto di verificare le capacità previsionali di un modello fisicamente *RAMMS (Rapid Mass MovementS)*, sviluppato dall'Istituto Federale per lo Studio della Neve e delle Valanghe (*SLF*) di Davos (Svizzera).

RAMMS è un programma di calcolo bidimensionale che combina al suo interno tre differenti moduli per la simulazione di valanghe, colate detritiche e crolli di roccia. I primi due fenomeni gravitativi, allo stadio attuale di sviluppo del modello, vengono riprodotti utilizzando un approccio monofasico che impiega lo schema reologico di Voellmy (*Voellmy*, 1955; *Salm et al.* 1990).

La legge impiegata per descrivere il flusso delle valanghe e delle colate detritiche è un modello continuo, idraulicamente basato, che divide la resistenza al flusso della massa in movimento in un coefficiente di attrito di tipo Coulombiano ( $\mu$ ) e uno di tipo turbolento ( $\xi$ ) che varia in base al quadrato della velocità della massa. Un sistema alla differenze finite (*finite volume scheme*) viene utilizzato per risolvere le equazioni del moto dell'acqua sviluppate per bassi tiranti idrometrici (*shallow water equations*). L'obiettivo dei ricercatori svizzeri, per quanto riguarda le colate detritiche, è quello di migliorare e calibrare il modello numerico utilizzando dati di campo e di laboratorio in modo da vincolare il più possibile i parametri da inserire nel programma. I dati sono la velocità del fronte, l'altezza del flusso insieme a misure relative alla pressione interstiziale ed allo sforzo tangenziale agente sul fondo e sulle sponde del canale. Il modulo finale relativo ai debris flow conterrà dei parametri di input in grado di descrivere lo schema reologico che si intende adottare in fase di simulazione (colata granulare o fangosa) ed il volume totale dell'evento mediante l'inserimento di un idrogramma o meglio ancora di un sedimentogramma.

Di seguito vengono descritte le caratteristiche e le modalità di simulazione delle colate detritiche che attualmente il modello bidimensionale RAMMS offre e che sono state impiegate per permettere il successivo confronto con *DFlowz*.

La topografia dell'area riguardante l'evento preso in considerazione viene inserita nel programma sottoforma di modello digitale delle quote (DEM) in formato ASCII. Sulla base del DEM fornitogli, il modello numerico costruisce una griglia di calcolo avente le celle di forma triangolare, con un grado di definizione scelto dall'utente, alla quale è possibile sovrapporre l'ortofoto o la mappa della zona di interesse e gli *shapefile* creati in ambiente GIS. Il dominio di calcolo, corrispondente all'area massima che si presume possa essere interessata dalla colata detritica, viene indicato da un poligono disegnato all'interno della maglia a celle triangolari; mediante la medesima procedura viene assegnata l'area, o più aree, di distacco della colata detritica e la parte del canale che è sottoposta ed erosione e che quindi va ad aumentare il volume finale che si deposita.

Completata la parte di inserimento dei dati relativi alla definizione della topografia e delle caratteristiche geometriche dell'evento da simulare, i parametri di *input* da introdurre nel modello sono i seguenti:

- spessore medio  $d_0$  (*release height*) (m) del materiale all'interno dell'area di distacco (o delle aree di distacco); il modello calcola automaticamente il volume complessivo della colata (*release volume*) che deve coincidere con quello che si intende simulare;
- durata massima della simulazione (*calculation time*) (s) stimabile in base al percorso che la colata detritica deve compiere e alla velocità media del flusso;
- intervallo di calcolo (*dump interval*) (s);
- coefficiente di attrito cinetico  $\mu$ ;
- coefficiente di attrito turbolento  $\xi$  ( $\text{m/s}^2$ );
- densità  $\rho_m$  ( $\text{kg/m}^3$ )
- coefficiente di spinta  $\lambda$ .

Al termine della simulazione il modello fornisce, per ogni cella in cui la topografia del dominio di calcolo è stata discretizzata, i seguenti parametri di output relativi alla dinamica del fenomeno:

- altezza del flusso massima e finale (m);
- velocità del flusso massima e finale (m/s);
- pressione esercitata dalla massa in movimento massima e finale (kPa);

- distribuzione spaziale dei due parametri d'attrito ( $\mu$  e  $\xi$ )

Ovviamente verrà, inoltre, visualizzata l'area interessata dal deposito al termine della simulazione. I risultati sono esportabili come immagini o animazioni in formato GIF (fig. 2.12) oppure come *shapefile* confrontabili, in ambiente GIS, con quelli ottenuti mediante altri modelli numerici, tipo DFlowz, e con i depositi reali oggetto di studio. E' possibile inoltre visualizzare i risultati della modellazione numerica in forma di grafico relativo al profilo, longitudinale o trasversale al flusso, tracciato manualmente dall'utente (fig. 2.13).

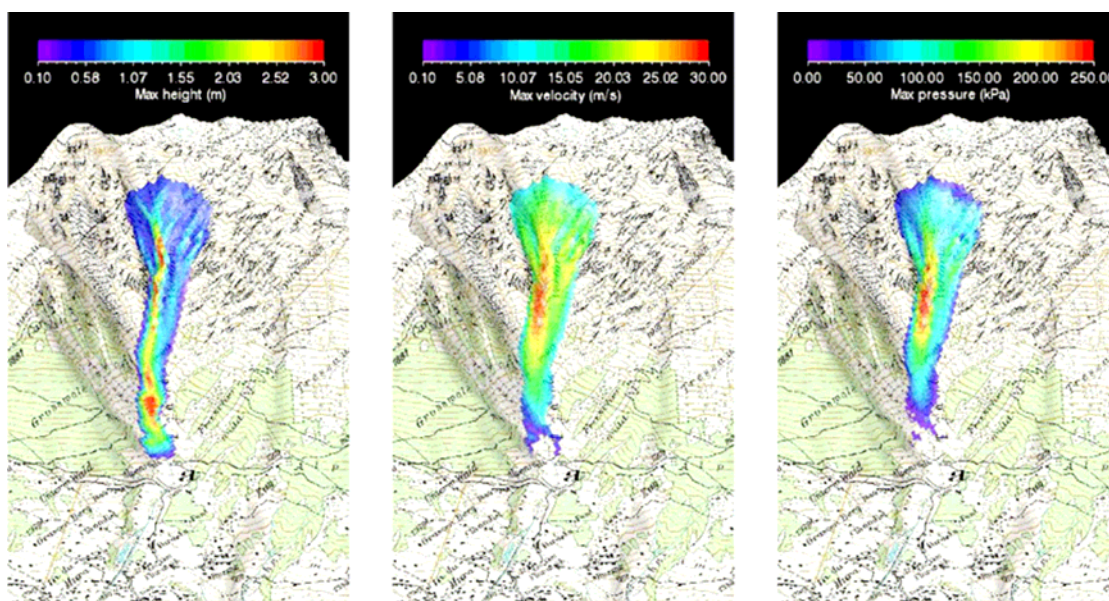


Figura 2.12: Visualizzazione dei risultati ottenuti con *RAMMS* : valori massimi di altezza del flusso (a sinistra), velocità (al centro) e pressione di impatto (a destra).

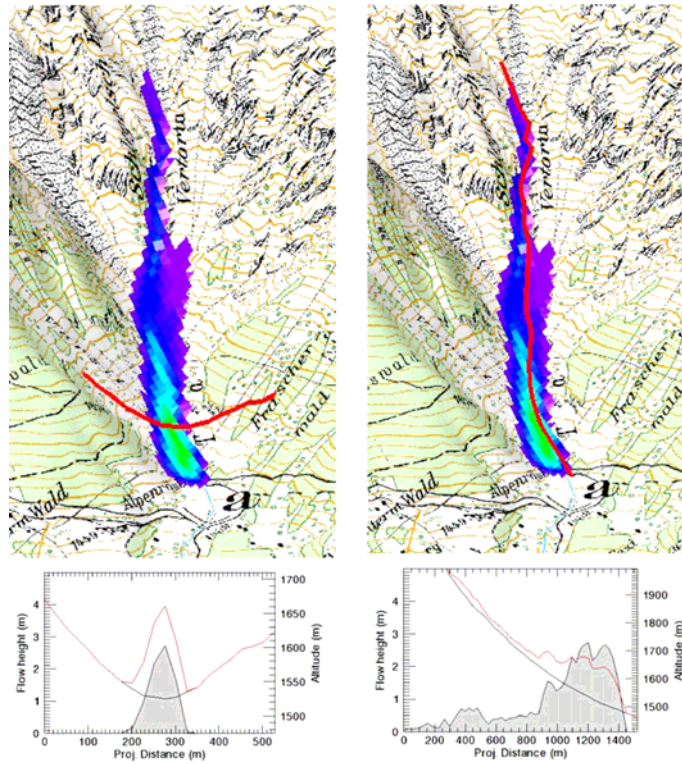


Figura 2.13: Profilo trasversale al flusso (a sinistra) e longitudinale lungo il tracciato percorso dalla colata detritica (a destra).

### Capitolo 3

**Paper: Uncertainty of debris flow mobility relationships and its influence on the prediction of inundated areas (Mammoliti M., Simoni A., Berti M., *Geomorphology*, accepted).**



Manuscript Number:

Title: Uncertainty of debris flow mobility relationships and its influence on the prediction of inundated areas

Article Type: Research Paper

Keywords: debris flow, hazard, empirical relationships

Corresponding Author: Dr Alessandro Simoni,

Corresponding Author's Institution: Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali,  
Università di Bologna

First Author: Maria Mammoliti

Order of Authors: Maria Mammoliti; Alessandro Simoni; Matteo Berti

Abstract: Empirical mobility relationships can be used for delineating debris flow inundated areas. A data base of documented events in alpine mountain catchments of northeastern Italy is used to test the model DFlowz (Berti and Simoni, 2007). We back-analyzed 25 DF events, ranging in volume from 3.000 to 350.000 m<sup>3</sup>, with the support of high-resolution topographic information derived from LiDAR. The analysis make use of an objective methodology for evaluating the accuracy of the predictions, and involve the calibration of the model based on factors describing the uncertainty associated to the semi-empirical relationships.

Results indicate that the model is capable to reproduced the observed behaviour with a maximum uncertainty of a factor of three. The most relevant source of error lies in the estimation of the deposited volume which affects the results of back-calculation and is mainly responsible also of the scatter associated to the semi-empirical mobility relationships. On the contrary, the influence of different flow properties on the depositional process appear to play a minor role as the mutual relations between the three main scaling parameters (volume, inundated area and cross-sectional area) are respected in the vast majority of cases and calibrated mobility coefficients show no significant relationship with the angle of reach of the deposit.

Suggested Reviewers:

# **1Uncertainty of debris flow mobility relationships and its influence on the prediction of inundated areas**

## **2Abstract**

3Empirical mobility relationships can be used for delineating debris flow inundated areas. A data base of  
4documented events in alpine mountain catchments of northeastern Italy is used to test the model DFlowz  
5(*Berti and Simoni, 2007*). We back-analyzed 25 DF events, ranging in volume from 3.000 to 350.000 m<sup>3</sup>,  
6with the support of high-resolution topographic information derived from LiDAR. The analysis make use of  
7an objective methodology for evaluating the accuracy of the predictions, and involve the calibration of the  
8model based on factors describing the uncertainty associated to the semi-empirical relationships.  
9Results indicate that the model is capable to reproduced the observed behaviour with a maximum  
10uncertainty of a factor of three. The most relevant source of error lies in the estimation of the deposited  
11volume which affects the results of back-calculation and is mainly responsible also of the scatter  
12associated to the semi-empirical mobility relationships. On the contrary, the influence of different flow  
13properties on the depositional process appear to play a minor role as the mutual relations between the three  
14main scaling parameters (volume, inundated area and cross-sectional area) are respected in the vast  
15majority of cases and calibrated mobility coefficients show no significant relationship with the angle of  
16reach of the deposit.

## 16Introduction

17Debris flow hazard maps can be produced by means of several methods capable of simulating the flow  
18behaviour and predict inundated areas on a stream fan, taking into account analysis of past events or using  
19the results obtained by the application of mathematical models (*Hungr et al.*, 1984; *Petrascheck and*  
20*Kienholz*, 2003, *Glade and Crozier*, 2005) . The depositional process is governed by several factors,  
21amongst which the most important are probably the decrease in slope and a lack of flow confinement in  
22the run out zone (*Hungr et al.*, 1984; *Corominas*, 1996). The prediction of flow behaviour in the  
23depositional phase can be based on empirical formulas derived from available data regarding past events  
24or by dynamic methods which describe the macro-viscous or frictional behaviour of the flow  
25(*Rickenmann*, 2005).

26Dynamic methods consider mass, momentum and energy conservation of a debris flow to simulate the  
27propagation of the flow using 1D, 2D or 3D depth-averaged models (*O'Brien et al.*, 1993, *Hungr*, 1995,  
28*Iverson and Denlinger*, 2001, *Laigle et al.*, 2003; *McDougall and Hungr*, 2003). Most methods treat the  
29debris flow as a continuum and several single-phase rheological models have been proposed for  
30simulating the behaviour of a propagating non-homogeneous and multiphase mixture (*O'Brien et al.*,  
311993; *Hungr*, 1995; *McDougall and Hungr*, 2003, *McArdell et al.*, 2007; *Wang et al.*, 2008). One of the  
32main limitations of dynamic models resides in the fact that required parameters cannot be measured and a  
33back-analysis estimation of rheological properties is usually required to obtain consistent results (*Sosio et*  
34*al.*, 2007).

35Amongst empirical methods, the approach originally proposed by Iverson et al. (1998) for lahars has  
36probably received more attention. It is based on scaling arguments and statistical analysis of past events  
37data and can be used for debris flows provided the semi-empirical relationships describing the scaling  
38relationships between volume  $V$  , inundated area  $B$  and cross-sectional area  $A$  are adapted. All  
39published research material confirms the validity of the scaling relationships and their possible use for  
40prediction of debris flow inundated areas (*Berti and Simoni*, 2007; *Crosta et al.*, 2003; *Griswold and*  
41*Iverson*, 2008). Amongst the most recent, Griswold and Iverson (2008) complemented the prediction  
42model LAHARZ (*Iverson et al.*, 1998) with a module for delineating possible debris flow source areas.

43The modified model uses each source area for the estimation of design volumes and results area displayed  
44as nested inundation hazard zones based on superimposition of all simulations. The model proved useful  
45in the Oregon Cascade Range, where debris flows are commonly triggered by shallow landslides, and can  
46probably be applied to similar contexts. Based on datasets collected on the Alps, also Scheidl and  
47Rickenmann (2010) proposed a method (*TopRunDF*) based on semi-empirical equations which include a  
48module for automated prediction of the flow path on the fan and expresses the mobility coefficient  
49(constant describing the  $V - B$  relationship) as a function of the gradient of the deposition area. Despite  
50the difficulty to establish the slope influence, the model provided good agreement with documented cases.  
51Regardless of the type of approach, the need for accurate representation of the channel and fan topography  
51is central to debris flow hazard zonation (*Rickenmann et al.*, 2006). Present day techniques, such as Lidar,  
53capable to furnish highly detailed and accurate topography, provide an unprecedented occasion to refine the  
54results of debris flow prediction methods and test their reliability.

55In this study, we present data of 25 debris flow events occurred in north-eastern Italian Alps. Data were  
56selected from the digital archive of the Bolzano Province and integrated by means of field surveys. We  
57propose to advance the current understanding of semi-empirical scaling equations describing  $V - A - B$   
58relationships by testing the model DFlowz (*Berti and Simoni*, 2007) with the support of high-resolution  
59topographic information derived from LiDAR. The analysis make use of an objective methodology for  
60evaluating the accuracy of the predictions, and involve the calibration of the model based on factors  
61describing the uncertainty associated to the semi-empirical relationships. We aim to (i) evaluate the  
62performance of the model; (ii) assess sources of error or violations of the assumptions inherent to  
63the model; (ii) understand how the empirical uncertainties influence the predictions and (iv) to what extent  
64physical flow properties affect the scaling relationship of the deposit.

## 65Empirical prediction of debris flow inundation area

66Debris flow routing models based on empirical equations include DFlowz, which was proposed by Berti  
67and Simoni (2007) by adapting the method developed by Iverson et al. (1998) for lahar-hazard zones  
68delineation in volcanic valleys. The idea behind the method is that the total planimetric area ( $B$ ) and the

69maximum valley cross-sectional area ( $A$ ) inundated by a rapid mass flow event (lahar, rock avalanche or  
70debris flow) should be proportional to flow volume ( $V$ ) raised to the  $2/3$  power. The power-law equations  
 $A = CV^{2/3}$  and  $B = cV^{2/3}$  are physically justified and were found to fit satisfactorily data for documented  
71mass flows. The dimensionless parameters  $C$  and  $c$ , also termed mobility coefficients (*Scheidl and*  
72*Rickenmann, 2010*), can be determined by linear regressions of log-transformed  $V$ - $A$  and  $V$ - $B$  pairs and  
73describe the different mobility of natural mass flows. Griswold and Iverson (2008) for example, using  
74field data compiled from many sources, found  $C=0.05$  and  $c=200$  for lahars and  $C=0.1$  and  $c=20$  for  
75rock avalanches.

76Berti and Simoni (2007) combined original and literature data to obtain the scaling relationships for non-  
77volcanic debris flows (Fig.1):

$$A = 0.08V^{2/3} \quad (1)$$

$$B = 17V^{2/3} \quad (2)$$

78The overall dataset consists of 90 well-documented debris flow events that occurred in the Italian Alps and  
79worldwide (*Iverson et al., 1998; Crosta et al., 2003; Griswold, 2004*). Although the two empirical  
80equations are statistically highly significant, the data scatter in Fig.1 is relevant and this may compromise  
81the reliability of the regression equations. Berti and Simoni (2007) demonstrated that at the 95%  
82confidence level of the prediction the mobility coefficients  $C$  and  $c$  may vary of a factor of 6 or 9  
83respectively. Scheidl and Rickenmann (2009) developed an empirical relation in order to express the  
84mobility coefficient  $c$  as a function of mean channel gradient incised on the fan or of the fan itself where  
85no incision is observed. This way, the authors propose to avoid the use of process- and site-specific mean  
86mobility coefficient and suggest that it reflects the variability of the flow properties during the depositional  
87phase which is somehow expressed by the fan morphology.

88The statistical uncertainty associated to the empirical relationships (1) and (2) was quantified by Berti and  
89Simoni (2007) using two uncertainty factors  $a$  and  $b$  :

$$A = a \cdot 0.08V^{2/3} \quad (3)$$

$$B = b \cdot 17V^{2/3} \quad (4)$$

90  $a$  and  $b$  are function of the confidence level of the prediction (Fig.2) and represent the proximity of the  
91 prediction to the overall regression lines. The uncertainty factors assume a numerical value  $<1$  when the  
92 inundated area ( $A$ ) or cross-sectional area ( $B$ ) are smaller than predicted on the base of the regression  
93 lines, and  $>1$  when inundated areas are larger (see the fields “below” and “above” the regression line in  
94 Fig.2).

95 The case of  $a$  and  $b >1$  is safe to consider for prediction purpose.

96 Equations (3) and (4) have been implemented in the automated code DFlowz (*Berti and Simoni, 2007*)  
97 which is able to delineate the inundated area on a debris flow fan on the basis of a user-specified debris  
98 flow volume  $V$ . DFlowz can handle both confined and unconfined flow. In case of unconfined flow, the  
99 model assumes that the deposit thickness ( $h$ ) is constant and uniquely related to the debris flow volume.  
100 (*Iverson et al., 1998*) . The model is implemented in a *Matlab* code and the input data required are the  
101 design volume  $V$  of the event, the digital elevation model (DEM) of the debris flow fan area, and the  
102 preferential flow path on the fan. Figure 3 shows a conceptual scheme of how the model works.

103 The DFlowz predictions strongly depend on the confidence level chosen by the user, expressed by the  
104 factors  $a$  and  $b$  . For inundation-prediction purposes is then important to investigate the source of the  
105 uncertainty which affects the empirical scaling relationships, in particular to see if the observed data  
106 scatter reflects real differences in flows properties or, rather, if are due to inaccurate data in the historical  
107 datasets. These two alternatives were tested by back-analysing 25 well-documented debris flow events  
108 recently occurred in the Bolzano Province of the Italian Alps.

## 109 The dataset

110 The dataset used in the analysis was extracted from the database ED30 created by the Department 30 for  
111 Hydraulic Engineering of the Autonomous Province Bolzano (Italy). The database is an integrated  
112 informative system realized for risk prevention and mitigation purposes and collects historical and  
113 geographical information describing the debris flow events that took place in South Tyrol (Italy).  
114 Available data include the main morphometric parameters of the initiation area, flow channel (erosion  
115 reach, equilibrium reach and deposition reach) and deposition zone.

116For all the territory of the Province of Bolzano, high resolution digital terrain models (2.5 m) derived  
117from airborne LiDAR are available.

118The events selected within the ED30 database satisfy the following criteria:

- 119 Availability of the deposit map and estimation of the deposited volume;
- 120 No constraint structures like bridges which may cause a reduction of the flow sections;
- 121No containment measures like retention basins not represented on the DEM;
- 122No confluence with rivers taking in charge the sediments.

123A further selection led to the selection of 25 events which took place in 22 basins (two events each were  
124selected for the Lana, Cane and Campolago basins) (Fig.4). The selected events span 2 orders of  
125magnitude in terms of volume ranging from 3000 m<sup>3</sup> to 350000 m<sup>3</sup>.

126Table (1) summarizes the data collected for the 25 selected debris flow events. For the aims of this study  
127the most important data have been the planimetric inundated area *B* and deposited volume *V*: the first is  
128the result of field survey performed by technicians of local authority after the event while volume is  
129estimated based on the information about deposit map and thickness associated to mapped elements. We  
130checked these information based on available photographic documentation which often include aerial  
131photos taken soon after the event. In few cases, the mapped deposit was corrected, mainly to exclude  
132areas inundated by the dilute tail of the flow or floodwater. The cross-sectional area *A*, associated to the  
133event is not reported in ED30. Where evidences were still visible, it was measured during field survey  
134close to the fan apex.

135The main characteristics of the debris flow basins are summarized in Table (2). The watershed area  
136above the fan apex ranges between 0.28 and 9.4 km<sup>2</sup> while the fan area varies between 0.01 and 1.22 km<sup>2</sup>  
137(Figure 5). The debris flow channels are characterized by lengths which vary between 1 and 3.9 km and  
138the associated average slope ranges between 11° and 32° (Figure 6).

139Figure 7 shows the grain size distribution of sediment samples collected on the fan of seven of the  
140selected basins (Pozzo, Valburga, Gola, Foresta, Waldfrieden, Cane, Lana). The fraction < 20 mm was  
141sampled by in-situ sieving and analyzed in the lab while sample measurements were used to characterise  
142the coarser fraction. Results show similar materials characterized by low fine content (5 to 20.5% by

weight) and dominant gravel fraction which can be addressed with the term “Alpine granular debris flow” (*Paoluzzi et al.*, 1996).

#### Back-analysis procedure and reliability evaluation

The depositional process of the selected debris flow events has been reproduced by means of DFlowz in order to address the following points: a) does the assumptions (constant  $A$  and  $h$ ) or the inherent uncertainties ( $A$  and  $B$  estimation) impede the model to make reasonable predictions? b) what combination of mobility coefficients allow the best prediction of single events and what pattern of combination emerges from the back-analysis of multiple cases? and finally c) is it possible to associate a probabilistic meaning to DFlowz predictions?

Back-analysis where first performed using the original mobility coefficients ( $a$  and  $b$  equal to unity) then using uncertainty factors as calibration parameters. The factors  $a$  and  $b$  describe both the proximity of an event to the geometric similarity conditions described by the empirical formulas and the relative position of the prediction with respect to the regression lines.

The model calibration is based on the iteration of the inundation process. Calibration parameters  $a$  and  $b$  are step-varied within a specified interval and the performance of the simulation is measured, with respect to the actual inundated area, by means of a reliability index ( $RI$ ), later described into detail.

After repeated calculation,  $RI$  is contour plotted in the  $a - b$  space which allows to visualize its maximum value and its variation in operation of the two calibration parameters.

To evaluate the quality of the prediction performed by DFlowz, we use a reliability index ( $RI$ ) to compare the predicted and the actual inundated area. The reliability index is calculated based on the binary classification of inundated areas (Figure 8). Each element (cell) is consequently expressed as true positive (TP), false positive (FP), or false negative (FN) and the reliability index is calculated as:

$$RI = \frac{TP}{TP + FN} \left( 1 - \frac{FP}{FP + TP} \right) \quad (5)$$

The first member, on the right hand side, represents the rate of correct prediction with respect to the actual extent of the inundated area ( $TP + FN$ ). It is reduced by a factor, varying between 1 and 0, which



measures the rate of wrong predictions with respect to total predicted area ( $FP + TP$ ). The resulting index varies between 1 (all inundated area is predicted and no false prediction occurred) and 0. The index weighs equally all sources of error ( $FP$  and  $FN$ ), not giving any judgement about the relative importance of the two. Of course, different choices can be done in case of application to actual hazard zonation when the effect of wrong predictions can be considered less important than non prediction.

## Results

### Evaluation of Model Performance

DFlowz has been first tested, over the selected dataset, by taking into account  $a$  and  $b$  values equal to 1, that is by using the original empirical relationships to reproduce the selected debris flow events. Results are reported in Table 3 in terms of parameters defined for reliability evaluation.  $RI$  averages 0.3 and shows a fluctuating behaviour which is not necessarily associated to a low rate of correct prediction. In the case of Lana, for example, both rates of correct prediction (0.90) and wrong prediction (0.57) are high, resulting in a reliability index ( $RI$ ) of 0.38. A similar numerical result is obtained for Alpe Corte where the correct prediction rates a much lower 0.48 associated to an accordingly lower wrong prediction rate (0.25).

More generally, it can be said that less accurate predictions ( $RI < 0.2$ ) are the result of two distinct conditions. The first condition is observed in three cases (Lana '04, Pozzo and Foresta), where overlapping between the observed and predicted deposit is scarce probably due to the presence of an obstacle which produced some flow diversion. This may happen because of a temporary channel damming operated by surge freezing, large boulders/trunks or, more unlikely, because digital topography misrepresents some microrelief. The second conditions is observed in four cases (Rivellone, Velata, Rosim and Campolago 2) where the upper portion of the mapped inundated area correspond to lateral deposits. In this case, DFlowz overpredicts the deposition by filling the channel and the actual distal lobe remains largely unpredicted.

In the remaining 18 cases, the rate of correct prediction averages 0.61 and the simulations show a good degree of coherence to what is documented through observation. Furthermore, the overall reliability

193(  $RI$  ) is dependent on the abundance of erroneous prediction which is, in turn, related to the difference  
 194between predicted (  $B$  ) and observed inundated area or, in other words, to the uncertainty of the semi-  
 195empirical  $V - B$  relationship.

196The 25 selected events have been back-analyzed using the calibration procedure previously described and  
 197based on factors  $a$  and  $b$  . Example results are reported in Figure (9) together with correspondent  
 198contour plots of  $RI$  in the  $a - b$  space. Such plot is used to locate the  $a - b$  couple which maximize the  
 199reliability of the prediction (  $RI_{cal}$  ). In most contour plots a preferential diagonal orientation is observed  
 200which indicate that similar  $RI$  values are obtained for simultaneous increase/decrease of  $a$  and  $b$  . This  
 201is explained by the fact that increasing/decreasing rates of correct and wrong prediction are associated  
 202and produce minor  $RI$  variations.

203As expected, the performance of the model generally benefit from the calibration. The rate of  
 204improvement can be measured by the ratio  $RI_{cal} / RI$  which assumes higher values for the events which  
 205proved to be more distant from the geometric similarity conditions described by the semi-empirical  
 206equations (Figure 10). In the meantime, the variability associated to the calibrated reliability index  
 207(  $RI_{cal}$  ) is reduced and results can be regarded as satisfactory in most cases. Only in three cases,  
 208previously mentioned Rosim, Foresta and Velata,  $RI_{cal}$  resulted smaller than 0.4. It is confirmed that the  
 209main causes impairing the performance of the model are related to local factors causing the flow to  
 210diverge from the topographic gradient, due to temporary channel obstruction by boulders or tree trunks or  
 211to the impulsive nature of the events which can also cause obstruction due to deposition along the  
 212channel with overbanking or diversion of the incoming surges.

213Altogether the results indicate that the main assumptions inherent to the model (constant  $A$  and  $h$ ) do not  
 214impede DFlowz to make accurate predictions. Over the whole dataset, the rate of correct prediction  
 215averages 0.65 with a calibrated uncertainty factor (  $b$  ) ranging from 0.28 to 2.3 which indicates a  
 216moderate dispersion around the regression line in the  $V - B$  space.

217The combination of  $a$  and  $b$  values required to best reproduce an event, can add information about the  
 218behaviour of the flow in the deposition area. In fact, the dimensionless mobility coefficients might  
 219contain some information on the flow properties during the depositional phase. A highly mobile event is

220 expected to inundate a large planimetric area with moderate thickness which correspond to a plot above  
 221 the  $V$ - $B$  regression line (or  $b > 1$ ) and below the  $V$ - $A$  regression line ( $a < 1$ ). As opposite, a debris flow  
 222 that move less fluidly then expected, would inundate a small planimetric area with notable thickness  
 223 ( $b < 1$  and  $a > 1$ ). If different flow properties and behaviour were the main factor causing dispersion  
 224 around the semi-empirical scaling equations, the points representing calibrated  $a$ – $b$  values would  
 225 position preferentially in the II and IV quadrant in Figure (11). The results of back-analysis, instead,  
 226 position the calibrated uncertainty factors  $a$  and  $b$  preferentially in the I and III quadrants (Figure 11)  
 227 where both values are either greater or smaller than 1. The results indicate that cross-sectional area  $A$   
 228 and inundated area  $B$  have to be similarly scaled to fit the observed deposit, suggesting that the  
 229 dispersion around the semi-empirical equations used by DFlowz is associated to simple inaccuracies of  
 230 data describing debris flow inundation rather than significant differences in the flow properties (Figure  
 231 12). In particular, the errors associated to the estimate of debris flow deposits ( $V$ ) might be  
 232 considerable. It is usually obtained through the inundated area ( $B$ ) and thickness of the deposit in the  
 233 field whose estimate is the main source of error, likely associated to uncertainties of  $\pm 10$ -50%.  
 234 Only in four cases, the analysis returned calibrated  $a$ – $b$  couples plotting in the II (3 cases) and IV (1  
 235 case) quadrants.  $b$  values are not far from the unity (0.7 to 1.8), and the anomalies are rather associated  
 236 to low values of  $a$  required to fit deposits whose the upper portion mainly correspond to lateral deposits  
 237 (see Velata and Campolago2 in Figure 9).  
 238 The proposed interpretation which attributes to errors associated to volume estimation the uncertainty in  
 239  $A$  and  $B$  rather than to substantial differences of flow properties is indirectly supported by the fact that  
 240 calibrated factors of uncertainty do not relate to morphometric features of the deposits. We considered  
 241 the slope gradients at the beginning and end of the deposition, which can be considered good indicators  
 242 of the mobility and, hence, of the flow properties and found no correlation with  $b$  (Figure 13a). No  
 243 correlation either was found with the volume of the events (Figure 13b) to confirm that scaling  
 244 relationships are correctly described by the semi-empirical equations.

## 245Overall regression equations

246The above analyses suggest that most of the uncertainty in the estimate of  $A$  and  $B$  is due to the  
247uncertainty in the measurements of debris flow volume  $V$ . The effect of this uncertainty is critical to the  
248prediction of inundation extent. In fact, the flooded area computed for a debris flow with design volume  
249 $V$  may increase (or decrease) by a factor of 6 owing to the scatter around the scaling equations (3) and  
250(4) (see also Fig.2). The confidence intervals for prediction (expressed by the parameters  $a$  and  $b$ ) can  
251be used to associate a probabilistic meaning to model results, with higher statistical confidence associated  
252to higher values of  $a$  and  $b$ . In this section, the data collected in the Bolzano Province are combined  
253with those published by Griswold & Iverson (2008), Crosta et al. (2003), and Berti & Simoni (2007) to  
254strengthen the empirical scaling relationships and (possibly) to shrink the confidence bands for the  
255prediction. The consistency of the considered datasets is reported in Table 4.

256A multiple regression analysis (*Hocking*, 2003) was initially performed to check the statistical  
257homogeneity of the datasets, which is a prerequisite for applying an overall regression model. F-statistic  
258and related probability values  $p$  (Tab. 5) indicate that the datasets have similar regression slopes and  
259intercepts ( $p > 0.05$ ). Although the regression lines cannot be strictly regarded as coincident  
260( $p < 0.05$ ), the significance of parallelism and concurrence tests provide sufficient indication of  
261statistical homogeneity. Table 5 also shows the result of a test for parallelism to a specified 2/3 slope  
262model, which is the theoretical slope of the scaling relationships (Iverson et al., 1988). The test indicates  
263that this hypothesis cannot be rejected for  $\log V - \log A$  ( $p = 0.05$ ) and it is close to the threshold  
264probability for  $\log V - \log B$  ( $p = 0.03$ ).

265The datasets can be then combined to obtain the overall regression lines shown in Figure (14). Power-law  
266equations with a specified slope of 2/3 were adopted to fit the data, and the overall regression  
267relationships are almost identical to those reported in Fig.1. The new data reinforce the scaling  
268relationships but fail to reduce the uncertainty. As an example, the uncertainty parameters for a 95%  
269confidence interval were  $a = 8.8$  and  $b = 6.3$  for the literature equations (Figure 2) and do not change  
270significantly by adding the new data (confidence intervals in Fig.14 correspond to  $a = 9.0$  and  $b = 5.4$ ).

271The choice of an appropriate level of confidence in practical applications is a matter of debate. If the  
272uncertainty would depend on the different flows properties we should probably adopt a high degree of  
273confidence (95% or 99%) in order to consider a wide range of possible inundation areas produced by  
274debris flows with different characteristics. Instead, if the uncertainty is related to inaccuracies in the data  
275we may choose a lower degree of confidence (for example 68%, which corresponds to one standard  
276deviation) because we trust that the regression equations truly describe the scaling relationships and most  
277of the scatter is attributable to random errors. Although our work seems to support this latter view,  
278further analyses in different geological environments are required to better identify the source of the  
279observed variability and to make safe choices about confidence degrees.

## 280Conclusion

281We tested the model *DFlowz* by simulating 25 well documented debris flow events that took place in the  
282alpine territory of the Province of Bolzano. The selected events span 3 orders of magnitude in terms of  
283deposited volume which encompasses a very typical size range for debris flows (*Jakob, 2005*).  
284Analysis were first performed by using the original semi-empirical equations (*Berti and Simoni, 2007*)  
285and then calibrated on the base of uncertainty factors describing the proximity to the geometric similarity  
286conditions described by the semi-empirical equations. An objective reliability index was used to measure  
287the accuracy of the predictions and to guide the calibration process. Results can be summarized as  
288follows:

- 289 the selected dataset confirm the validity of the semi-empirical scaling relationships between the  
290volume of the event and the inundated and cross-sectional areas;
- 291 the model performance is influenced by the uncertainty of the empirical scaling relationships  
292which has to be necessarily taken into account;
- 293the calibration of the model allows to get satisfactorily results with a maximum uncertainty of a  
294factor of three;

- 295such uncertainty is mostly related to the estimation of deposited volume while the influence of  
296different flow properties on the depositional process results of low significance in the considered  
297dataset;
- 298additional factors which cause deviations from the simple depositional behaviour predicted by  
299DFlowz are represented by presence of dense tall vegetation; temporary channel damming;  
300lateral deposition (large levees);
- 301semi-empirical scaling relationships and DFlowz can be used for prediction of potentially  
302inundated areas, associating specific confidence levels;
- 303the choice of the degree of confidence involves many arguments, from a purely technical  
304perspective our work indicate that granular alpine debris flows are adequately described by semi-  
305empirical relationships therefore justifying a relatively low degree of confidence (e.g., one  
306standard deviation).

307Acknowledgement – We thank the Department 30 – Hydraulic Engineering of the Autonomous Province  
308of Bolzano for providing data about debris-flow events occurred in its territory.

## 309References

- 310Arattano, M., Franzi, L., 2003. On the evaluation of debris flows dynamics by means of  
311mathematical models, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 3, 539-544, [http://www.nat-hazards-earth-](http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/3/539/2003/)  
312syst-sci.net/3/539/2003/.
- 313Bathurst, J.C., Burton, A., Ward, T.J., 1997. Debris flow run-out and landslide sediment  
314delivery model tests. *Journal of Hydraulic Engineering* 123, 410-419.
- 315Berti, M., Simoni, A., 2007. Prediction of debris flow inundation areas using empirical mobility  
316relationships. *Geomorphology*, vol. 90, 144-161.
- 317Bianco, G., Franzi, L., 2000. Estimation of debris flow volumes from storm events. In *Debris*  
318*flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, Wieczorek GF, Naeser ND  
319(eds). Balkema: Rotterdam; 441-448.
- 320Bovis, M.J., Jakob, M. 1999. The role of debris supply conditions in predicting debris flow  
321activity. *Earth Surf. Process. Landforms* 24, 1039-1054 (1999).
- 322Chen, C., 1988. Generalized viscoplastic modeling of debris flow, *J. Hydraul. Eng.*, ASCE,  
323 114(3), 237-258.
- 324Chen, H., Lee, C.F., 1999. Numerical simulation of debris flows, *Can. Geotech. J.*, 37, 146-160,  
325 1999.
- 326Corominas, J. 1996. The angle of reach as a mobility index for small and large landslides.  
327*Canadian Geotechnical Journal* 33:260–271.

328Costa, J.E., 1988. Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods,  
329hyperconcentrated flows, and debris flows. In *Flood Geomorphology*, Baker VR, Kochel RC,  
330Patton PC (eds). Wiley: New York; 113–122.

331Crosta, G., Cucchiaro, S., Frattini P., 2003. Validation of semi-empirical relationships for the  
332definition of debris-flow behavior in granular materials. In *Debris-flow Hazards Mitigation:  
333Mechanics, Prediction, and Assessment*, Rickenmann D, Chen C (eds). Millpress: Rotterdam;  
334821–832.

335D'Agostino, V., Cerato, M., Coali, R., 1996. Il trasporto solido di eventi estremi nei torrenti del  
336Trentino Orientale. *International Symposium Interpraevent 1996*, Garmisch-Partenkirchen  
337(Germany) 1 (1996), 377-386.

338D'Agostino, V., Marchi, L., 2001. Debris flow magnitude in the Eastern Italian Alps: data  
339collection and analysis. *Physics and Chemistry of the Earth*, Part C 26(9): 657-663.

340Fannin, J., Bowman, E.T., 2007. Debris flows – Entrainment, Deposition and Travel Distance.  
341*Geotechnical News*, 25(4), pp. 3-6.

342Glade, T., 2005. Linking debris flow hazard assessment with geomorphology. *Geomorphology*  
343 66 (2005), pp. 189-213.

344Glade T., Crozier M., 2005. A review of scale dependency in landslide hazard and risk analysis.  
345In *Landslide Hazard and Risk*, Glade T, Crozier M (eds). John Wiley & Sons: Chichester; 75–  
346 138.



347Griswold, J.P., 2004. Mobility Statistics and Hazard Mapping for Non-volcanic Debris-flows  
348and Rock Avalanches. Master Thesis, Portland State University, Portland, OR.

349Griswold, J.P., Iverson, R.M., 2008. Mobility Statistics and Automated Hazard Mapping for  
350Debris-flows and Rock Avalanches, US Geological Survey Scientific Investigations Report  
351 5276. US Geological Survey: Reston, VA; 59.

352Hocking, R.R., 2003. Methods and Applications of linear models: Regression and Analysis of  
353Variance. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey.

354Huang, X., Garcia, M.H., 1997. A perturbation solution for Bingham plastic mudflows, *J.*  
355*Hydraul. Eng.*, ASCE, 123(11), 986-994.

356Hungr, O., 1995. A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows and  
357avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*: v.32, p. 610-623.

358Hungr, O., Morgan, G., Kellerhals, R., 1984. Quantitative analysis of debris torrent hazards for  
359design of remedial measures. *Canadian Geotechnical Journal* 21: 663–677.

360Hunt, B., 1994. Newtonian fluid Mechanics treatment of debris flows and avalanches, *J.*  
361*Hydraul. Eng.*, ASCE, 120, 1350-1363.

362Hurlimann, M., Copons, R., Altimir, J., 2006. Detailed debris flow hazard assessment in  
363Andorra: A multidisciplinary approach. *Geomorphology* 78, 359-372.

364Imran, J., Harff, P., Parker, G., 2001. A number model of submarine debris-flow with a  
365graphical user interface, *Computer Geosciences*, 27, 717-729.

366Iverson, R.M., Schilling, S.P., Vallance, J.W., 1998. Objective delineation of lahar-hazard zones  
367downstream from volcanoes. *Geological Society of America Bulletin* 110, 972-984.

368Iverson, R.M., Denlinger, R.P., 2001. Flow of variably fluidized granular masses across three-  
369dimensional terrain: 1. Coulomb mixture theory: *Journal of Geophysical Research*, v. 106, no.  
370B1, p. 537-552, January 10, 2001.

371Jacob, M., 2005. Debris flow hazard analysis. In: Jakob, M., Hungr, O. (Eds), *Debris –flow*  
372*Hazard and Related Phenomena*. Praxis, Chichester, pp. 411-443.

373Laigle, D., Hector, A.-F., Hübl, J., Rickenmann, D., 2003. Comparison of numerical simulation  
374of muddy debris flow spreading to record of real events, in: Proc. 3<sup>rd</sup> Int. Conf. on Debris Flow  
375Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, Davos, Switzerland, edited by:  
376Rickenmann, D. and Chen, C. L., Millpress, Rotterdam, 635-646.

377Legros, F., 2002. The mobility of long-runout landslides. *Engineering Geology* 63: 301–331.

378Lin, D.G., Hsu, S.Y., Chang, K.T., 2009. Numerical simulations of flow motion and deposition  
379characteristics of granular debris flows, *Natural Hazards*, 50(3), pp. 623-650.

380Mainali, A., Rajaratnam, N., 1994. Experimental study of debris flow, *J. Hydraul. Eng.*, ASCE,  
381 120(1), 104-123.

382Marchi, L., D'Agostino, V., 2004. Estimation of debris-flow magnitude in the Eastern Italian  
383Alps. *Earth Surface Processes and Landforms* 29: 207–220. DOI. 10.1002/esp.1027.

384 McDougall, S., Hungr, O., 2003. Objectives for the development of an integrated three-  
 385 dimensional continuum model for the analysis of landslides runout. In: D. Rickenmann and C.  
 386 Chen , Editors, Proc., 3<sup>rd</sup> International Conference on Debris Flow Hazards Mitigation:  
 387 Mechanics, Prediction, and Assessment, Davos, Switzerland, Millpress, Rotterdam pp. 481-490.

388 McArdell, B.W., Cesca, M., Huggel, C., Scheuner, Y., Graf, C., Christen, M. , 2007. Numerical  
 389 Modeling of debris flow run-out in the Swiss Alps. *Geological Society of America Abstracts*  
 390 *with Programs* 39, 438 Compact Disk.

391 Mizuyama, T., Kobashi, S., Ou, G., 1992. Prediction of debris flow peak discharge, *Iterpraevent*  
 392 1992, Bern, vol. 4, pp.99-108.

393 O'Brien, J.S., Julien, P.Y., Fullerton, W.T., 1993. Two dimensional water flood and mudflow  
 394 simulation. *Journal of Hydraulic Engineering* 119, 244-259.

395 Oramas Dorta, D., Yoyos, G., Oppenheimer, C., Pareschi, M., Zanchetta, G., 2007. Empirical  
 396 Modeling of the May 1998 small debris-flows in Sarno (Italy) using LAHARZ. *Natural*  
 397 *Hazards* 40: 381-396. DOI 10.1007/s11069-0060035-5.

398 Paoluzzi, A., Coussot, P.L., Meunier, M., 1996. Recognition, classification and mechanical  
 399 description of debris flows. *Earth-Science Reviews* 40, 209-227.

400 Pastor, M., Quecedo, M., González, E., Herreros, M.I., Fernández Merodo, J.A., Mira, P., 2004.  
 401 Simple approximation to bottom friction for bingham fluid depth integrated models, *J. Hydraul.*  
 402 *Eng.*, ASCE, 130(2), 149 – 155.

403 Petrascheck, A., Kienholz, H., 2003. Hazard assessment and mapping of mountain risk in  
404 Switzerland. In Rickenmann, D., Chen, C.L., (eds), Debris flow hazard mitigation: mechanics,  
405 prediction, and assessment, 10-12 September 2003, Davos, Switzerland: 25-38. Millpress,  
406 Rotterdam, Netherlands.

407 Pirulli, M., Sorbino, G., 2006. Effetto della reologia sull'analisi della propagazione di flussi di  
408 detrito, Incontro Annuale Ricercatori di Geotecnica, CD-ROM.

409 Prochaska, A.B., Santi, P.M., Higgins, J.D., Cannon, S.H., 2008. Debris-flow runout predictions  
410 based on the average channel slope (ACS). *Engineering Geology* 98: 29–40. DOI.  
411 0.1016/j.enggeo.2008.01.011.

412 Remaître, A., Malet, J., Maquaire, O., Ancey, C., Locat, J., 2005. Flow behavior and runout  
413 modeling of complex debris flow in a clay-shale basin, *Earth Surf. Process. Landforms*, 30,  
414 479-488.

415 Rickenmann, D., 1999. Empirical relationship for debris flows. *Natural Hazards* 19, 47-77.

416 Rickenmann, D., 2005. Runout prediction methods. In Debris-Flow Hazards and Related  
417 Phenomena, Jakob M, Hungr O (eds). Praxis Springer: Berlin Heidelberg; 305–324.

418 Rickenmann, D., Laigle, D., McArdell, B.W., Hübl, J., 2006. Comparison of 2D debris-flow  
419 simulation models with field events. *Computational Geosciences* 10: 241–264. DOI.  
420 10.1007/s10596-005-9021-3.

421Scheidl, C., Rickenmann, D., 2009. Empirical Prediction of debris-flow Mobility and  
422Deposition on Fans. *Earth Surf. Process. Landforms*. Published online: Nov 13 2009.  
423 DOI:10.1002/esp.1897.

424Schilling, S.P., 1998. GIS Programs for Automated Mapping of Lahar inundation Hazard  
425Zones, US Geological Survey Open-File Report 98–638. US Geological Survey: Reston, VA.

426Sosio, R., Crosta, G.B., Frattini, B., 2007. Field observations, rheological testing and numerical  
427modelling of a debris flow event. *Earth Surf. Proc. Land.*, 32, 290-306, 2007.

428Toyos, G., Oramas Dorta, D., Oppenheimer, C., Pareschi, M.T., Sulpizio, R., Zanchetta, G..  
4292007. GIS-assisted modelling for debris-flow hazard assessment based on the events of May  
430 1998 in the area of Sarno, southern Italy: Part I. Maximum run-out. *Earth Surface Processes  
431and Landforms* 32:1491–1502. DOI. 10.1002/esp.1472

432Wang, C., Li, S., Esaki, T., 2008. GIS based two dimensional numerical simulation of rainfall-  
433induced debris flow, *Natural Hazards Earth System Science*, 8, 47 -58.

434Weisberg, S., 1985. Applied Linear Regression. John Wiley & Sons, New York. 344 pp.

435Yu, F.C., Chen, C.Y., Chen, T.C., Hung, F.Y., Lin, S.C., 2006. A GIS Process for delimiting  
436Areas Potentially Endangered by Debris Flow. *Natural Hazards* 37: 169 – 189.

437Zimmermann, M., Mani, P., Romang, H., 1997. Magnitude frequency aspects of alpine debris  
438flows. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 90, 415– 420. T. Glade / *Geomorphology* 66 (2005) 189–  
439 213 213.

## 440 *List of Figures*

441 Fig. 1. Empirical scaling relationships for non-volcanic debris flows (from Berti and Simoni, 2007). The dashed  
442 lines indicate the 95% confidence intervals for the prediction.

443 Fig. 2. Relationships between confidence level of the prediction and uncertainty factors  $a$  and  $b$  used in equations  
444 (3) and (4).

445 Fig. 3. Implementation of DFlowz to compute a single debris flow event planimetric inundation area (modified  
446 from Berti and Simoni, 2007). The model first calculates the expected  $A$  and  $B$  values, then constructs a series of  
447 cross-sections perpendicular to the preferential flow path. For each cross-section, the model computes the inundated  
448 width  $W_i$  by filling the available flow area until it becomes equal to the expected value  $A$ . The inundated planimetric  
449 area is found by adding the inundated area between two successive cross-sections until the computed value equals  
450 the expected value  $B$ .

451 Fig. 4. Location of the 22 debris flow catchments selected in the Province of Bolzano (Northern Italy).

452 Fig. 5. Values of watershed area (a) and fan area (b) for the 22 debris flow catchments.

453 Fig. 6. Relationship between average channel slope and channel length for the 22 debris flow catchments.

454 Fig. 7. Grain size distribution of soil samples collected in the deposition area of 7 selected basins.

455 Fig. 8. DEM classification derived from the observed and predicted deposition areas overlapping.

456 Fig. 9. Comparison of observed and predicted deposition areas for 3 selected events using the uncertainty factors  $a$   
457 and  $b$  and variability of the relative calibrated reliability index.

458 Fig. 10.  $RI$  and  $RI_{cal} - RI$  ratios plot which points out the prediction improvements after the calibration procedure.

Fig. 11. Conceptual framework for the interpretation of back-analysis results. Quadrant I-III: the observed deposit is larger/smaller than predicted by empirical relationships, both calibration factors must increase/decrease ( $a$  and  $b > 1$ ) to improve the reliability of the prediction to indicate a probable underestimation/overestimation of the design volume; quadrant II-IV: high/low mobility of the flow, the reliability of the prediction improves by enlarging/reducing the inundated area and reducing/enlarging the cross-sectional area.

Fig. 12.  $a$  and  $b$  best fit combinations for the 25 back analysed events.

Fig.13. Calibrated reliability index variability in relation to the event volume ( $a$ ) and the starting and ending deposition points slope ( $b$ ).

Fig. 14. Overall scaling relationships obtained by combined the data reported in this paper (dataset D; Table 4) with data previously published (datasets A, B, C; Table 4). The dashed lines indicate the 95% confidence intervals for the prediction.

## List of Tables

Tab.1: Debris flows data for the 25 selected events.

Tab.2: Morphometric characteristics of the 22 selected debris flow basins.

Tab. 3: Simulations results in terms of  $TP/(TP+FN)$ ,  $FP/(TP+FP)$ , referred to as “rate of correct prediction” and “rate of wrong prediction”, and relative  $RI$  values (for  $E_A$  and  $E_B$  equal to 1), and  $a$ ,  $b$  and relative  $RI_{cal}$  for final results, where:  $TP$  number of observed and predicted DEM elements,  $FP$  number of predicted but not observed DEM elements,  $FN$  number of observed and not predicted DEM elements,  $RI$  reliability index and  $RI_{cal}$  calibrated reliability index.

478Tab. 4: Dataset used for the overall regression analysis. A) Griswold & Iverson (2008); B) Crosta et al. (2003)  
479excluding debris flow events with volume  $V < 1000 \text{ m}^3$ ; C) Berti & Simoni (2007); D) This paper.

480Tab. 5: Results of multiple linear regression analysis.



Fig. 1

[Click here to download high resolution image](#)

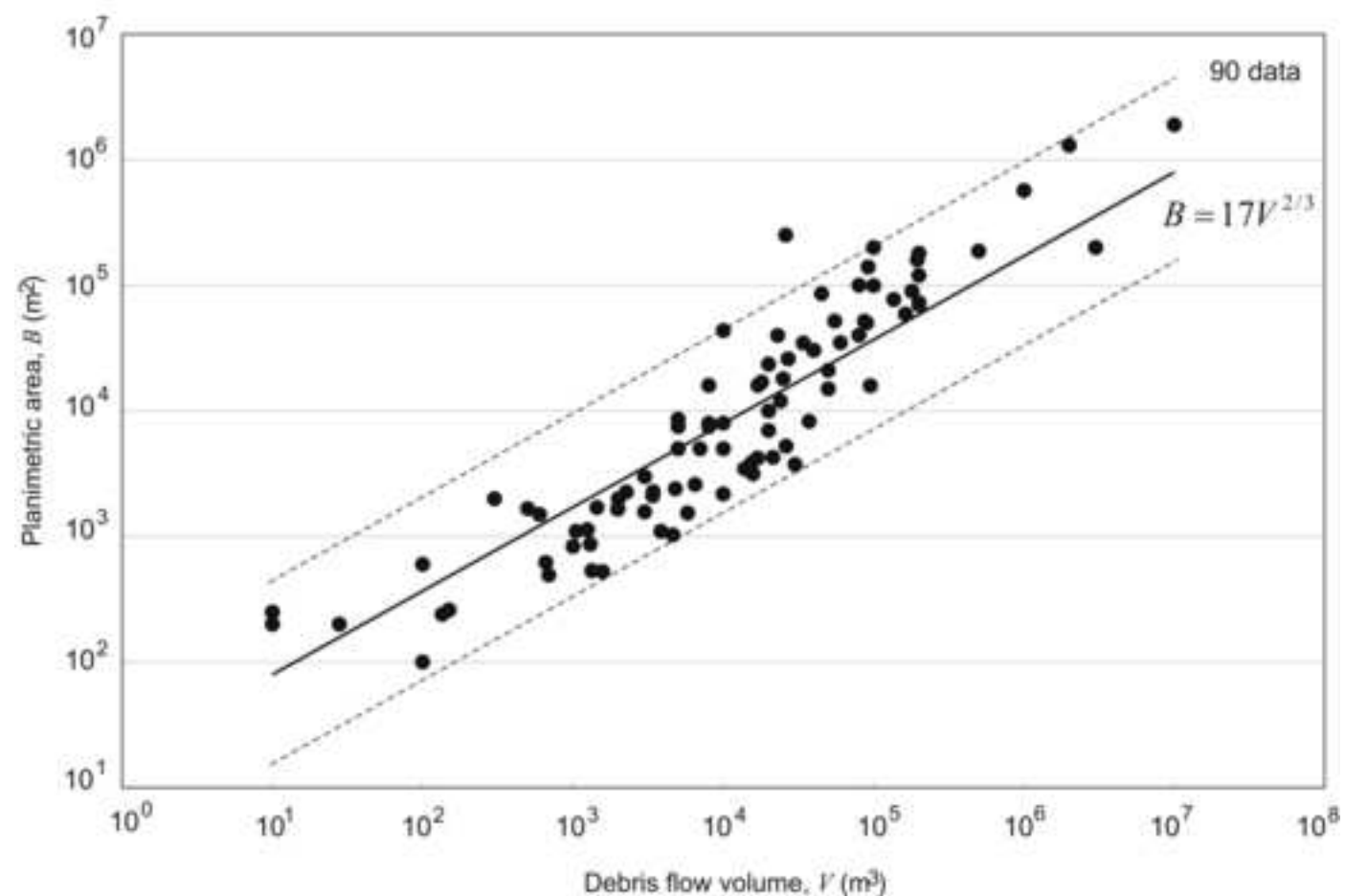
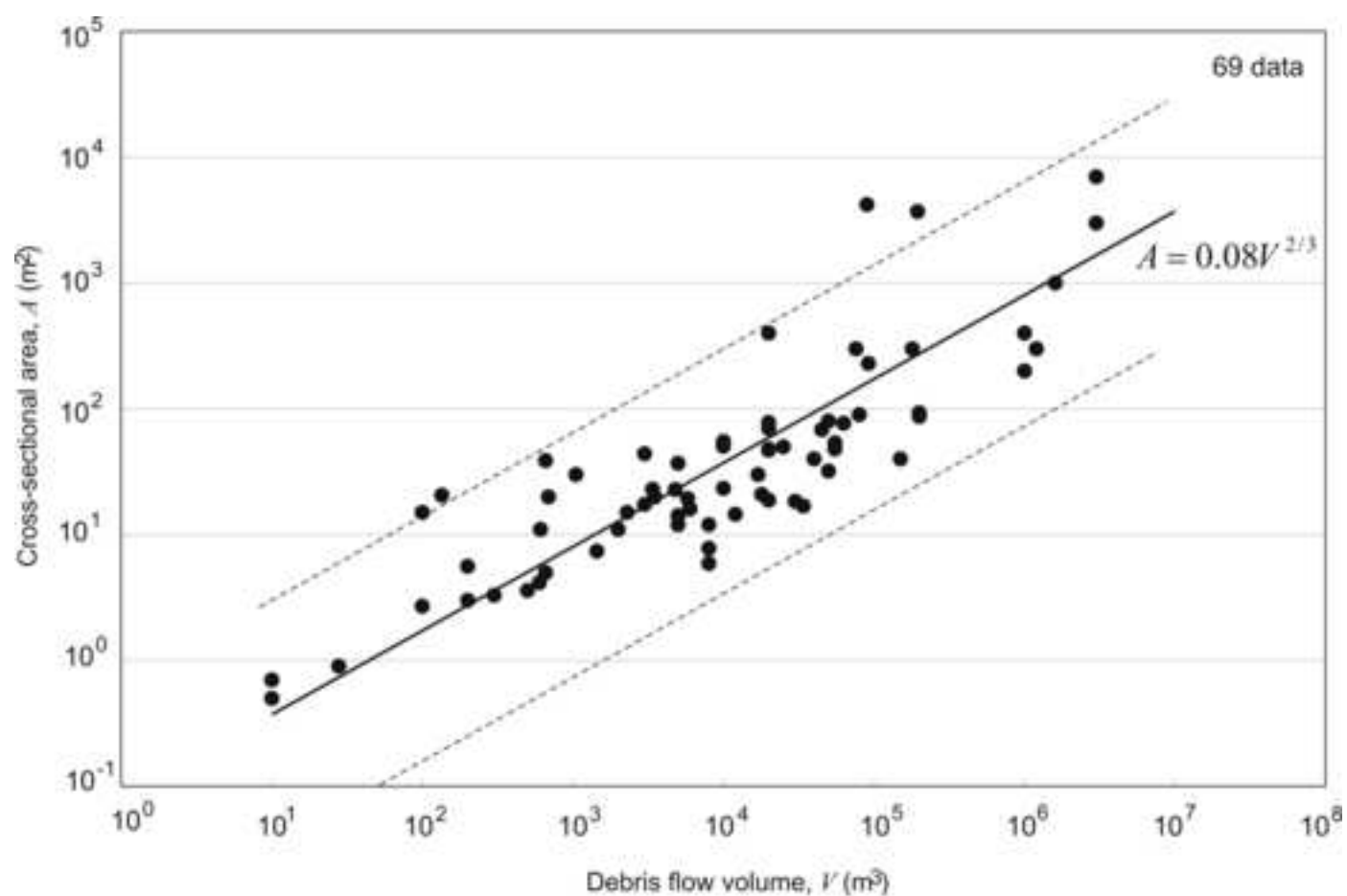


Fig. 2

[Click here to download high resolution image](#)

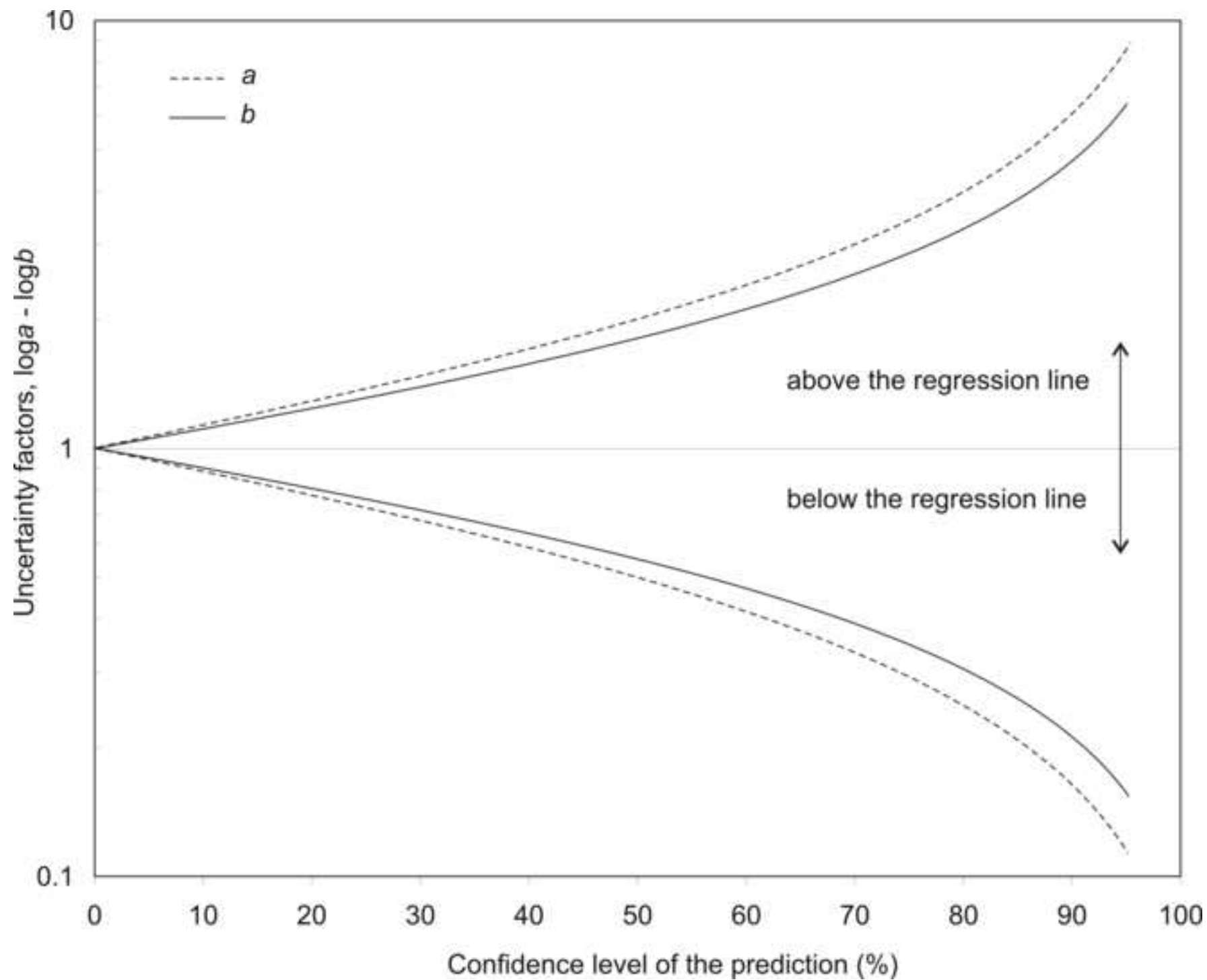
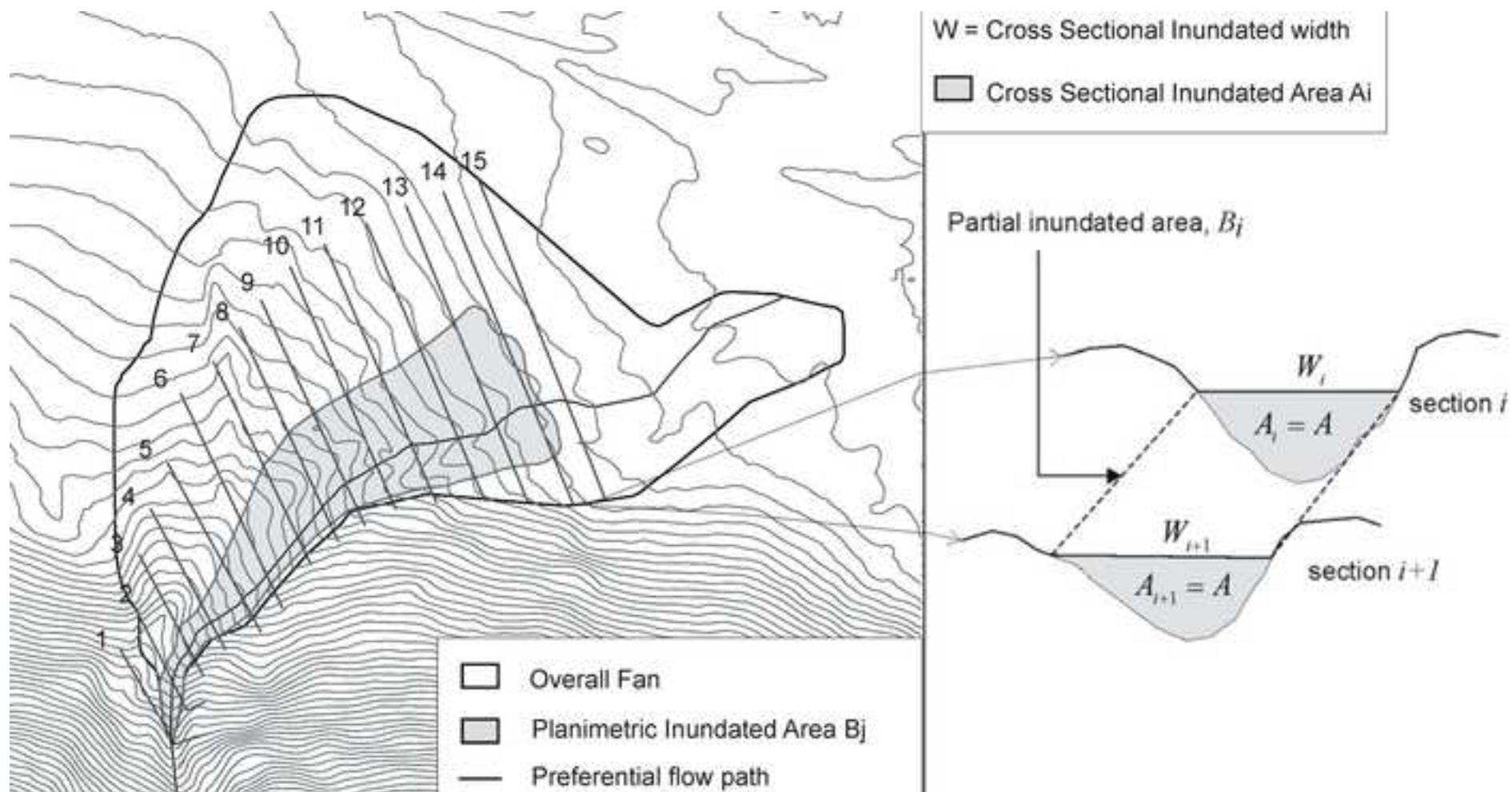


Fig. 3

[Click here to download high resolution image](#)



**Fig.4**

[Click here to download high resolution image](#)



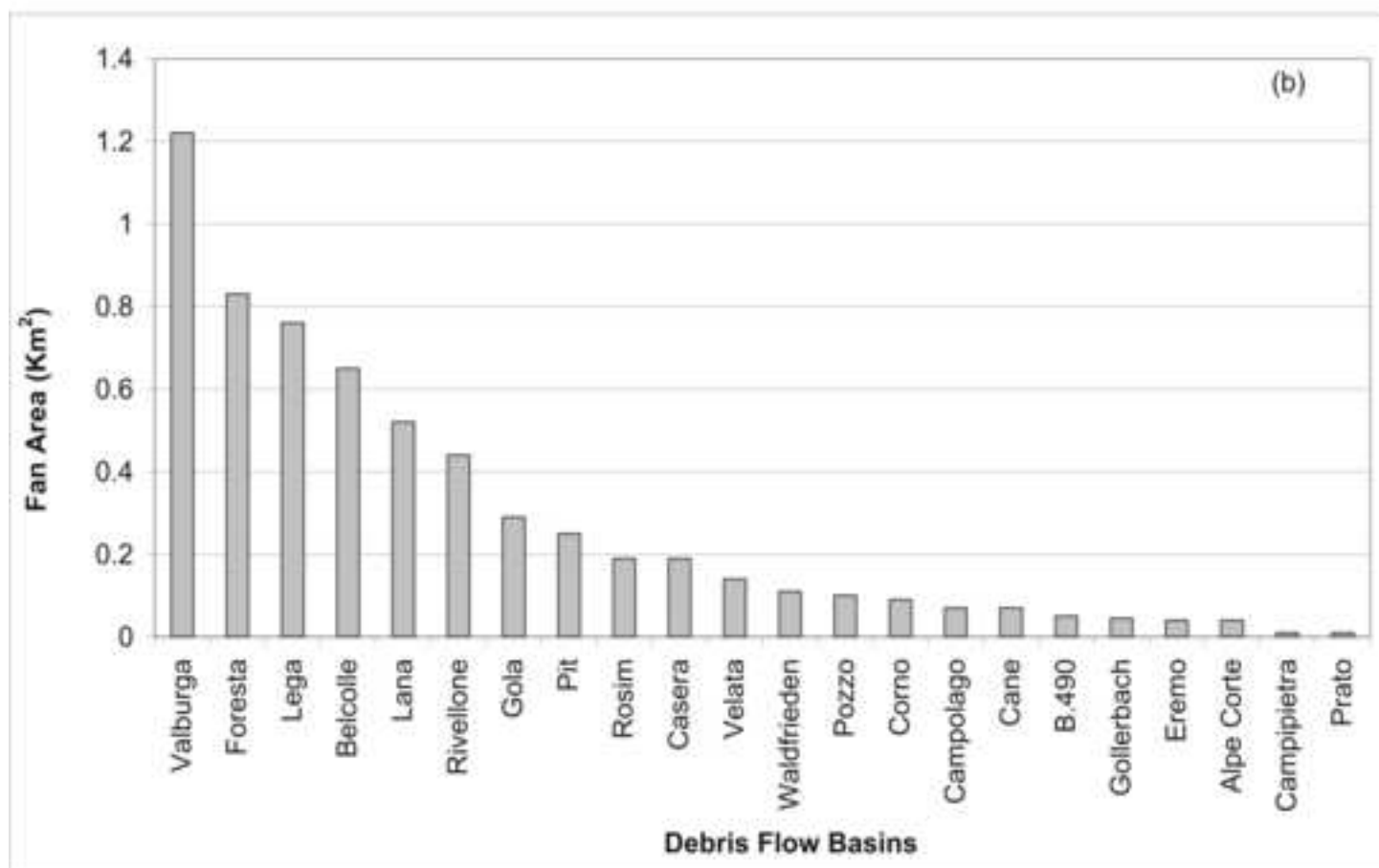
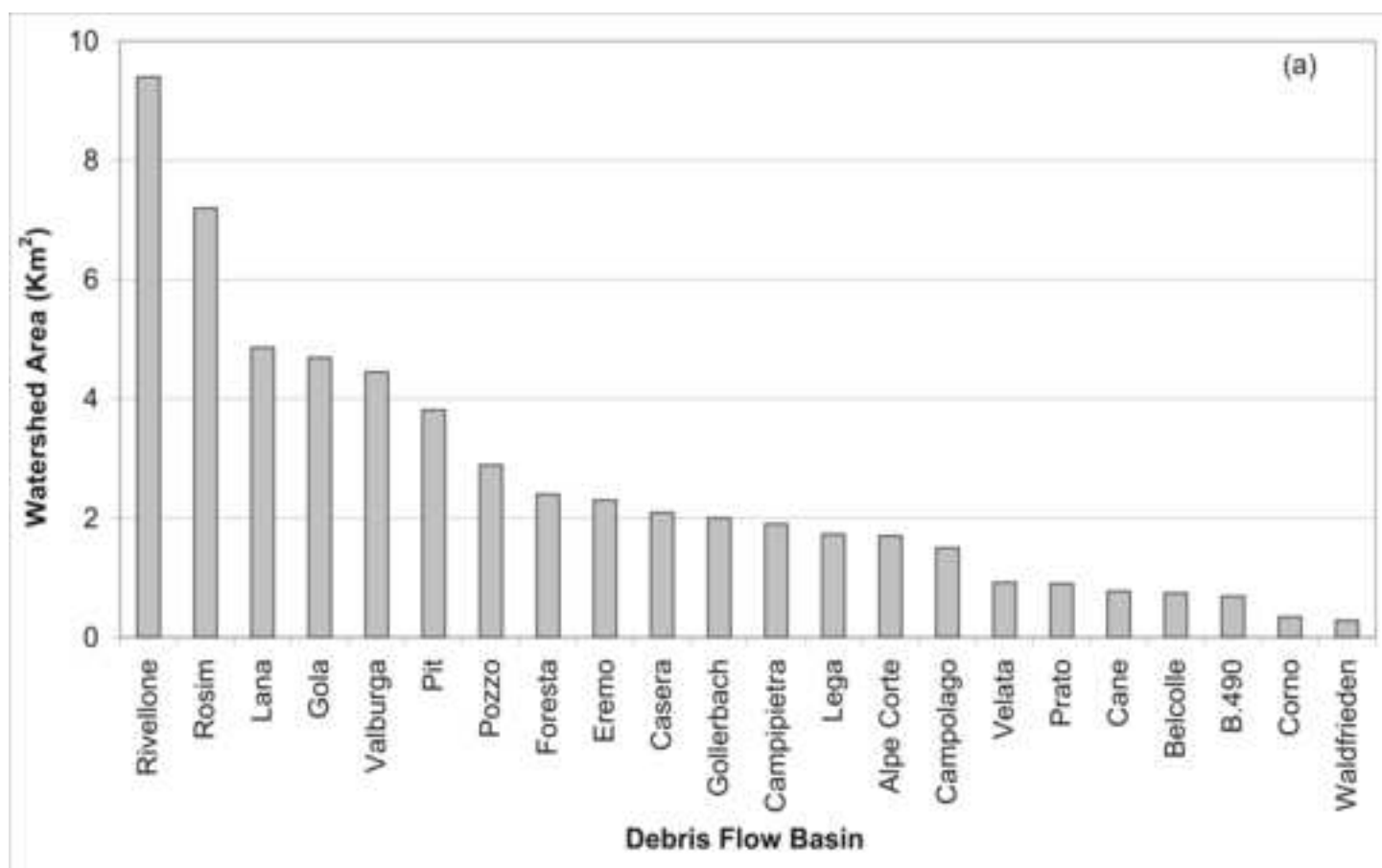
**Fig.5**[Click here to download high resolution image](#)

Fig.6  
[Click here to download high resolution image](#)

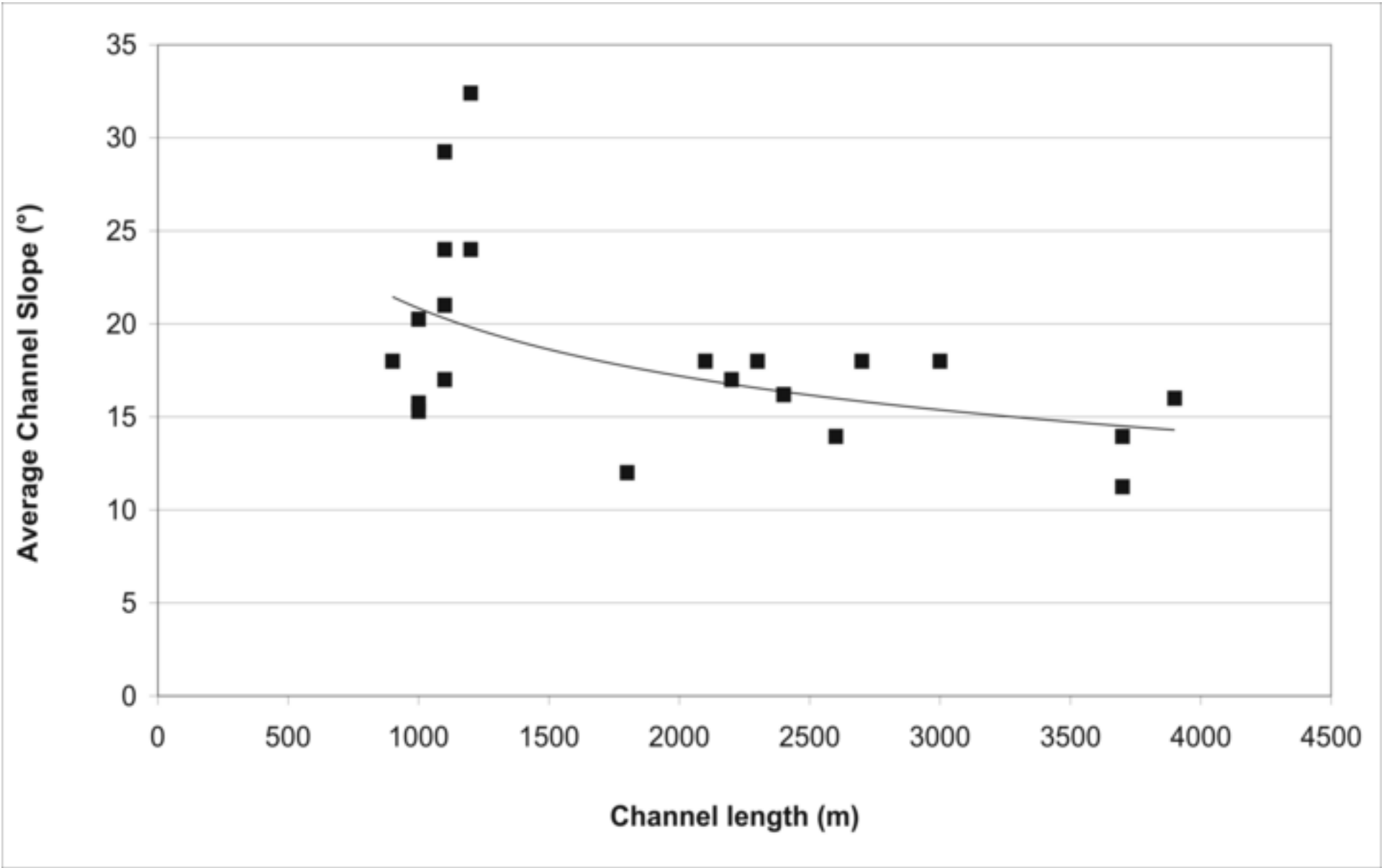


Fig.7  
[Click here to download high resolution image](#)

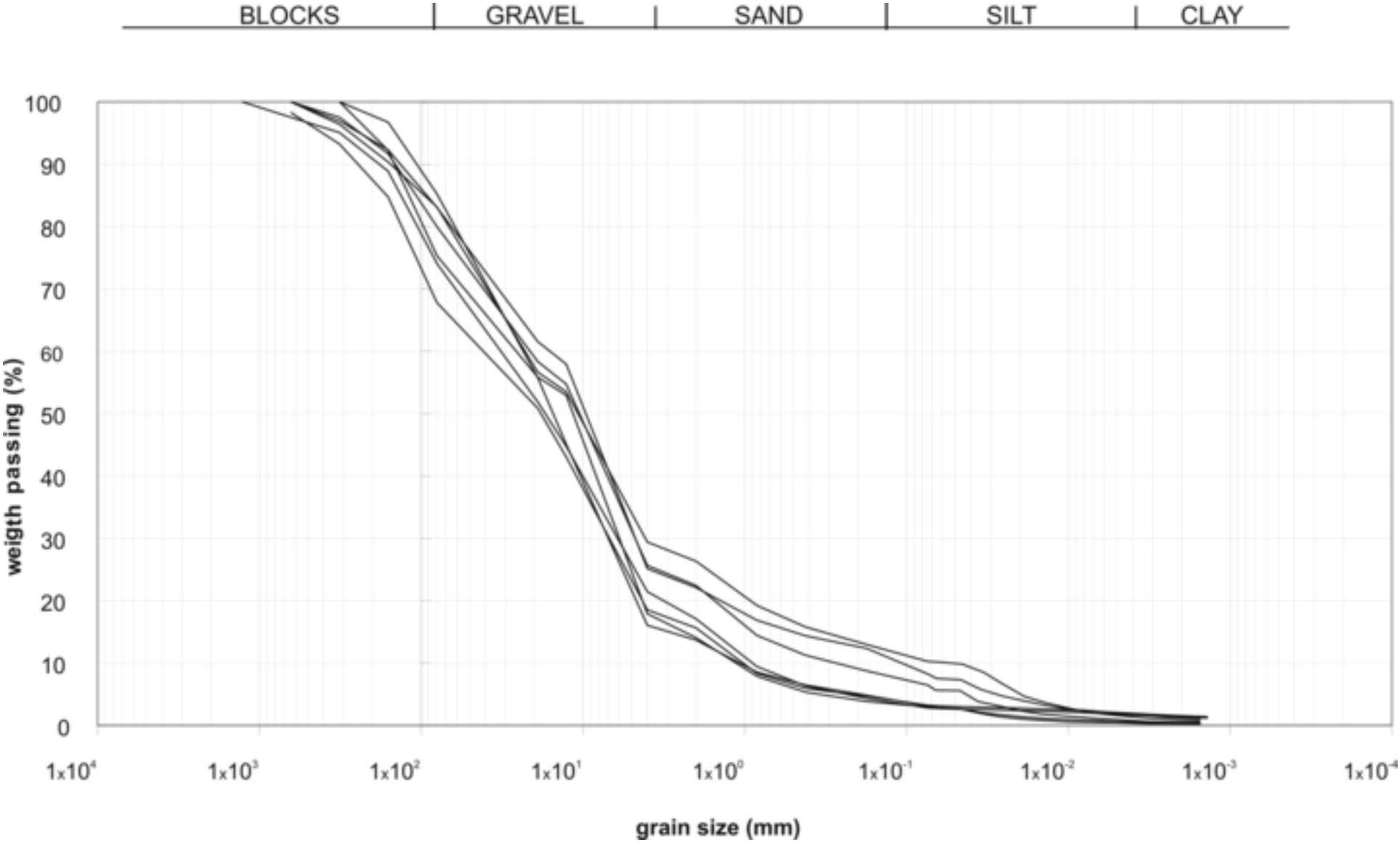




Fig. 8

[Click here to download high resolution image](#)

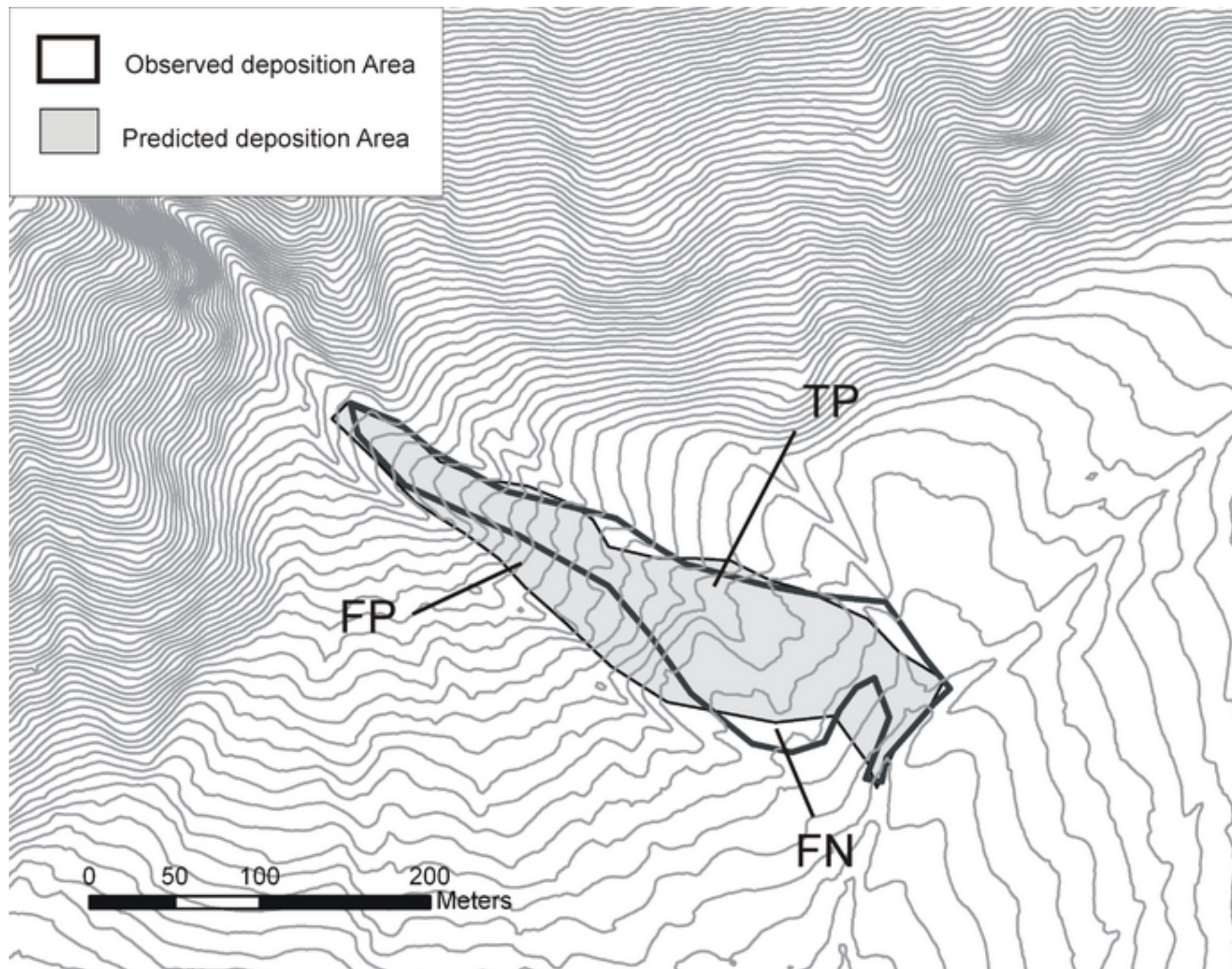




Fig. 9

[Click here to download high resolution image](#)

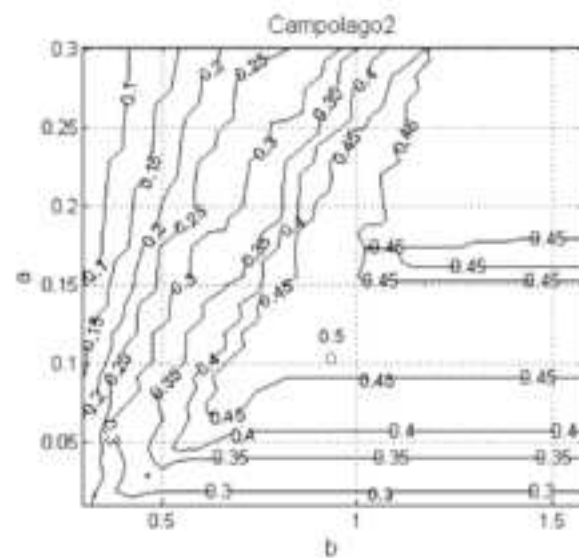
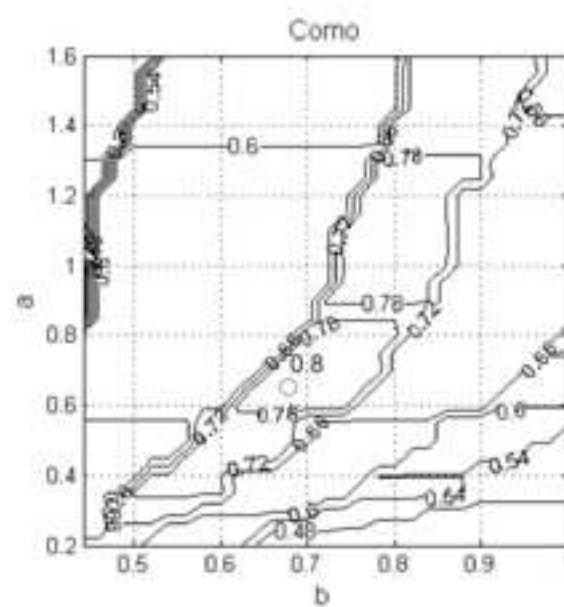
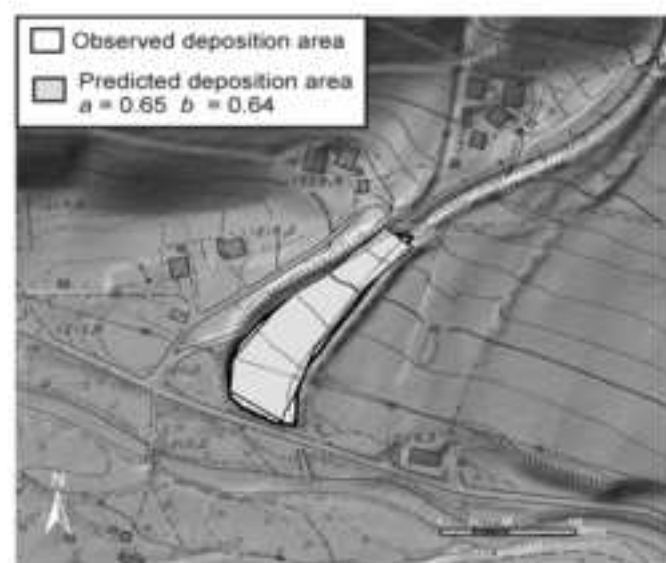
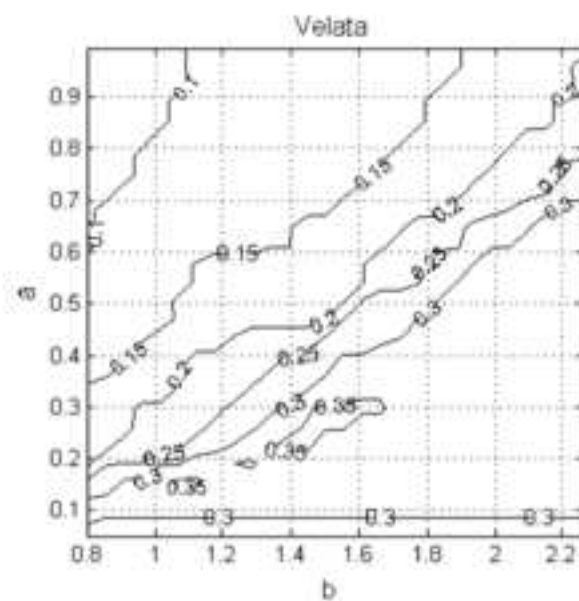
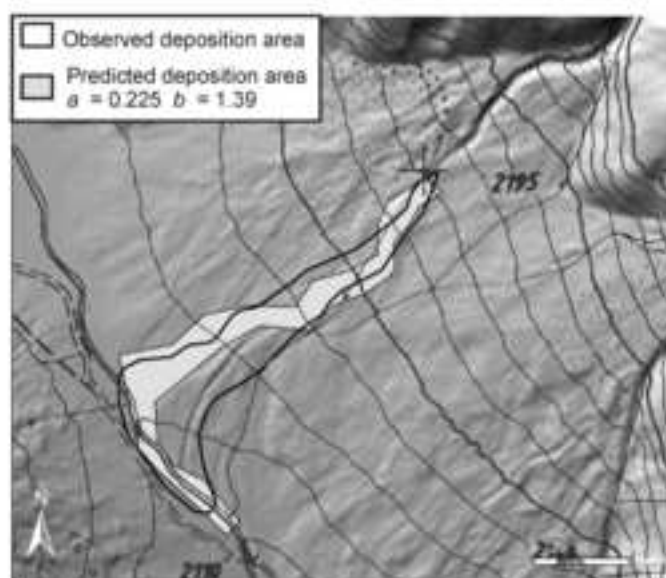


Fig. 10  
[Click here to download high resolution image](#)

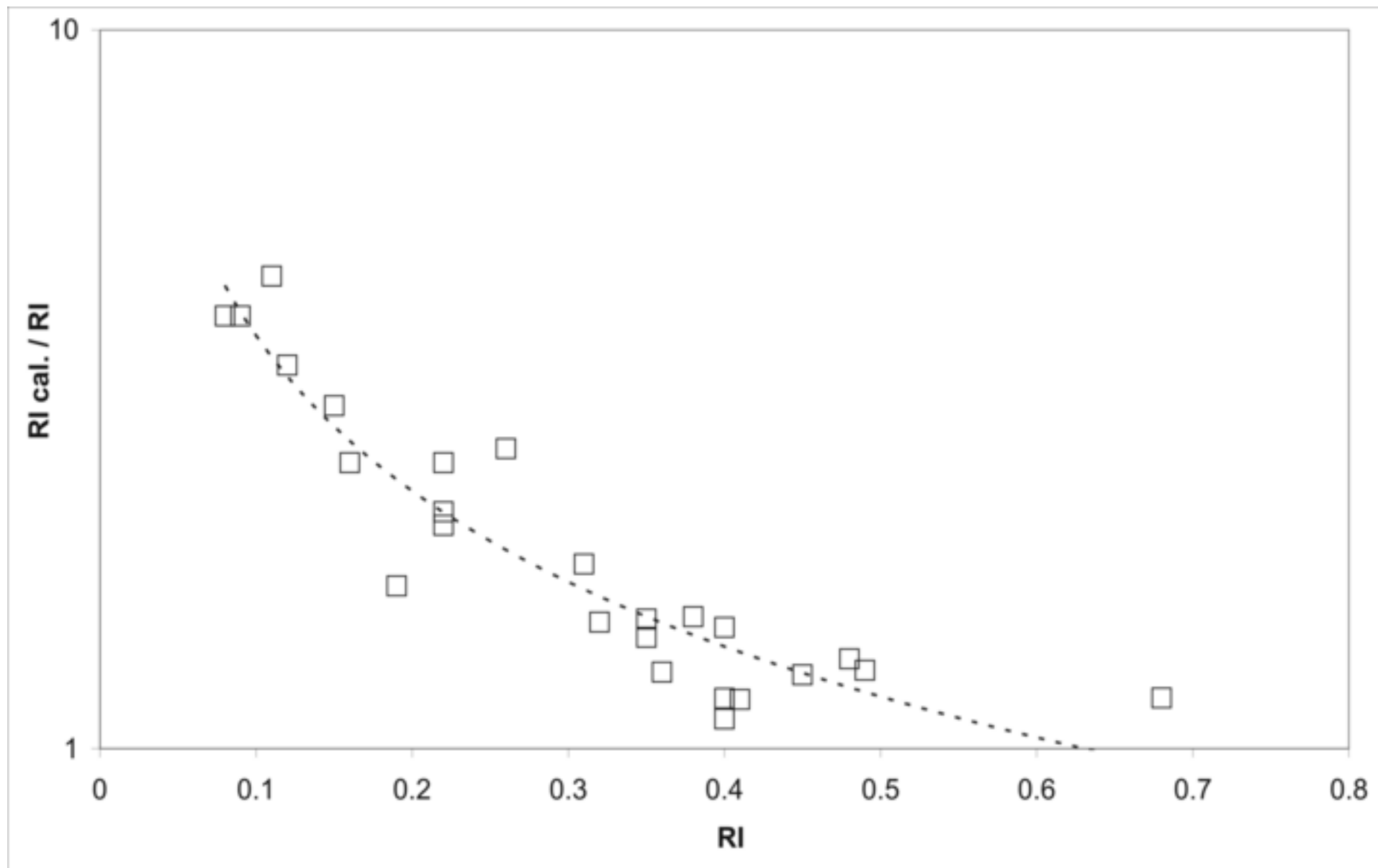


Fig. 11

[Click here to download high resolution image](#)

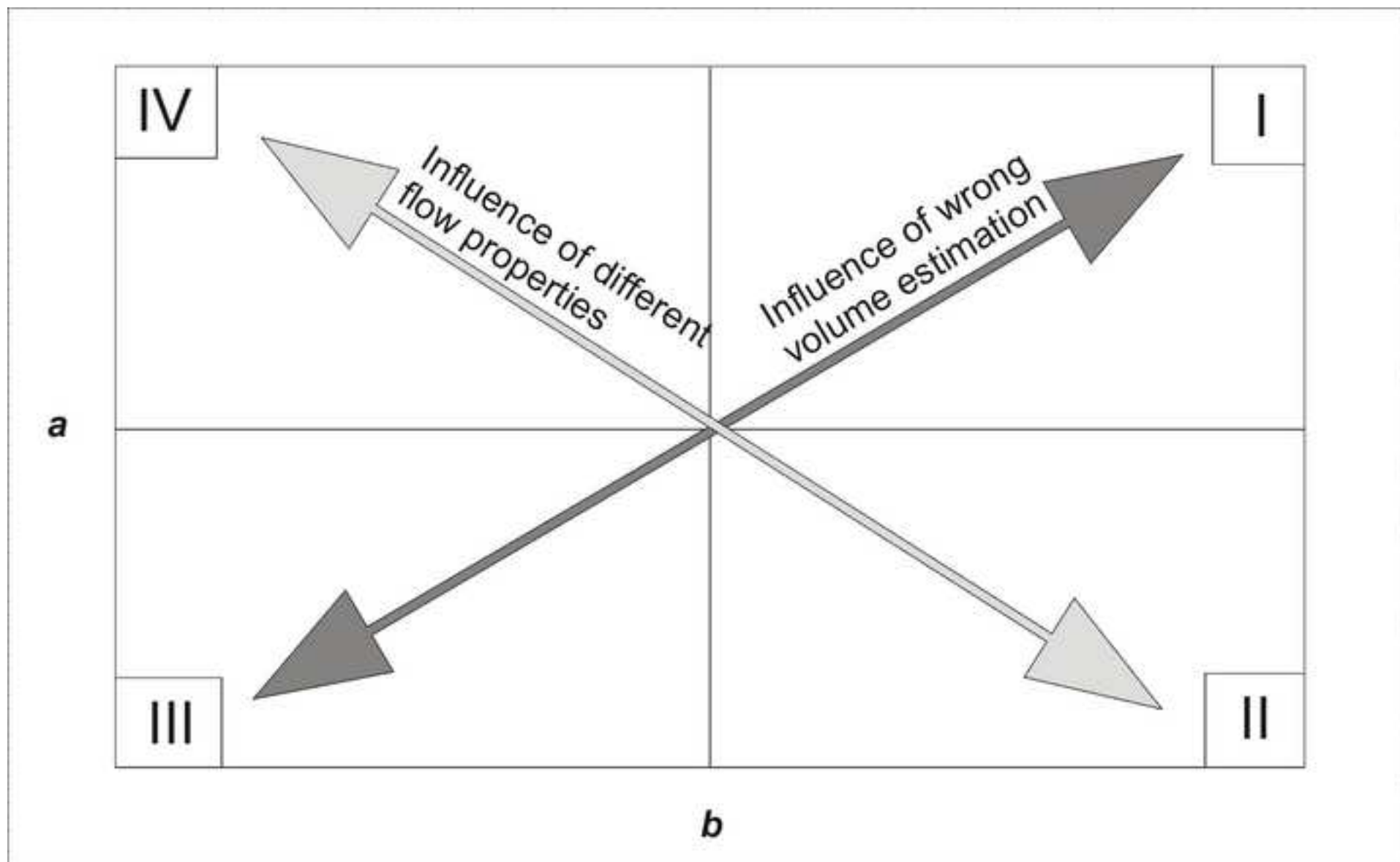


Fig. 12

[Click here to download high resolution image](#)

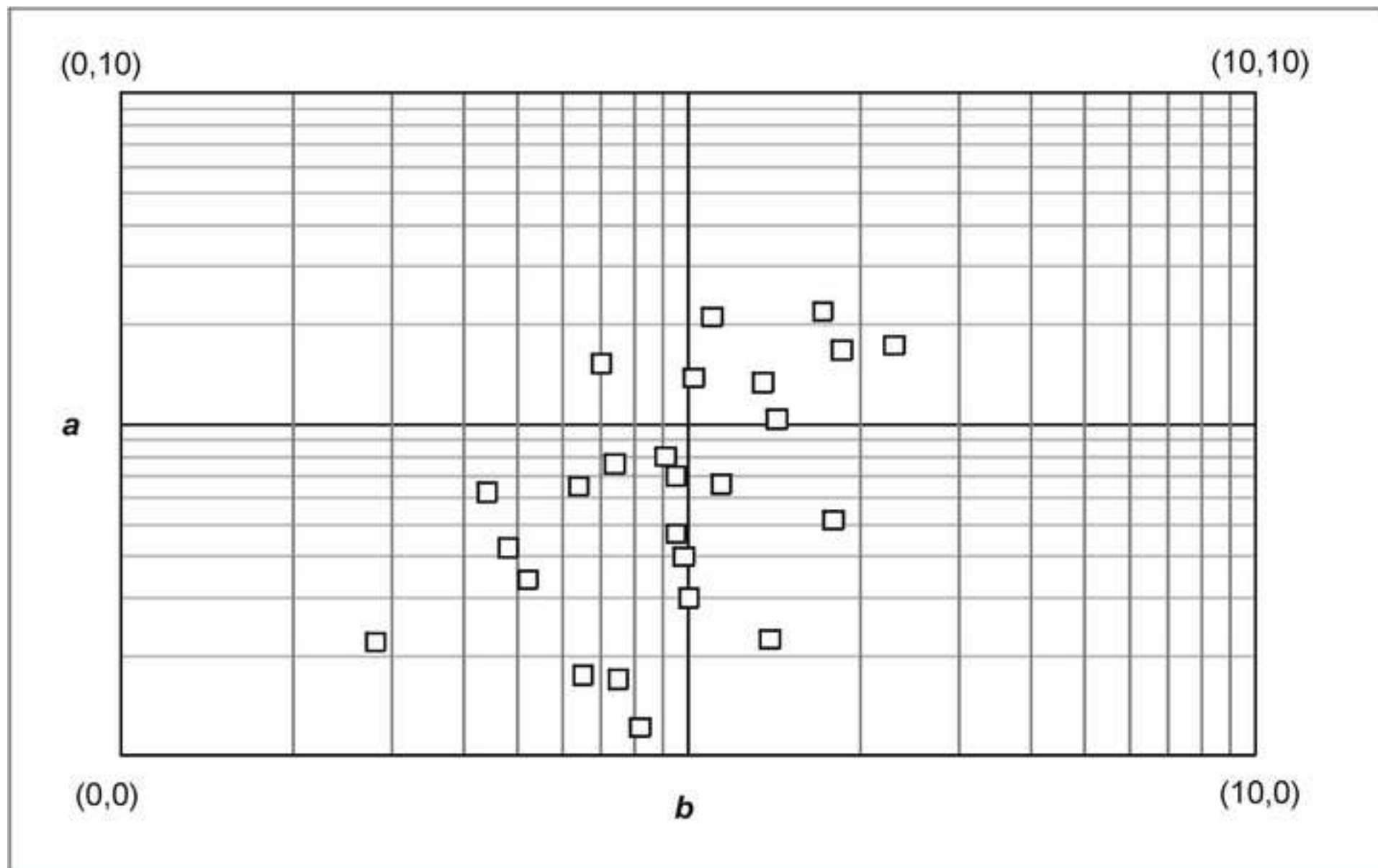


Fig.13  
[Click here to download high resolution image](#)

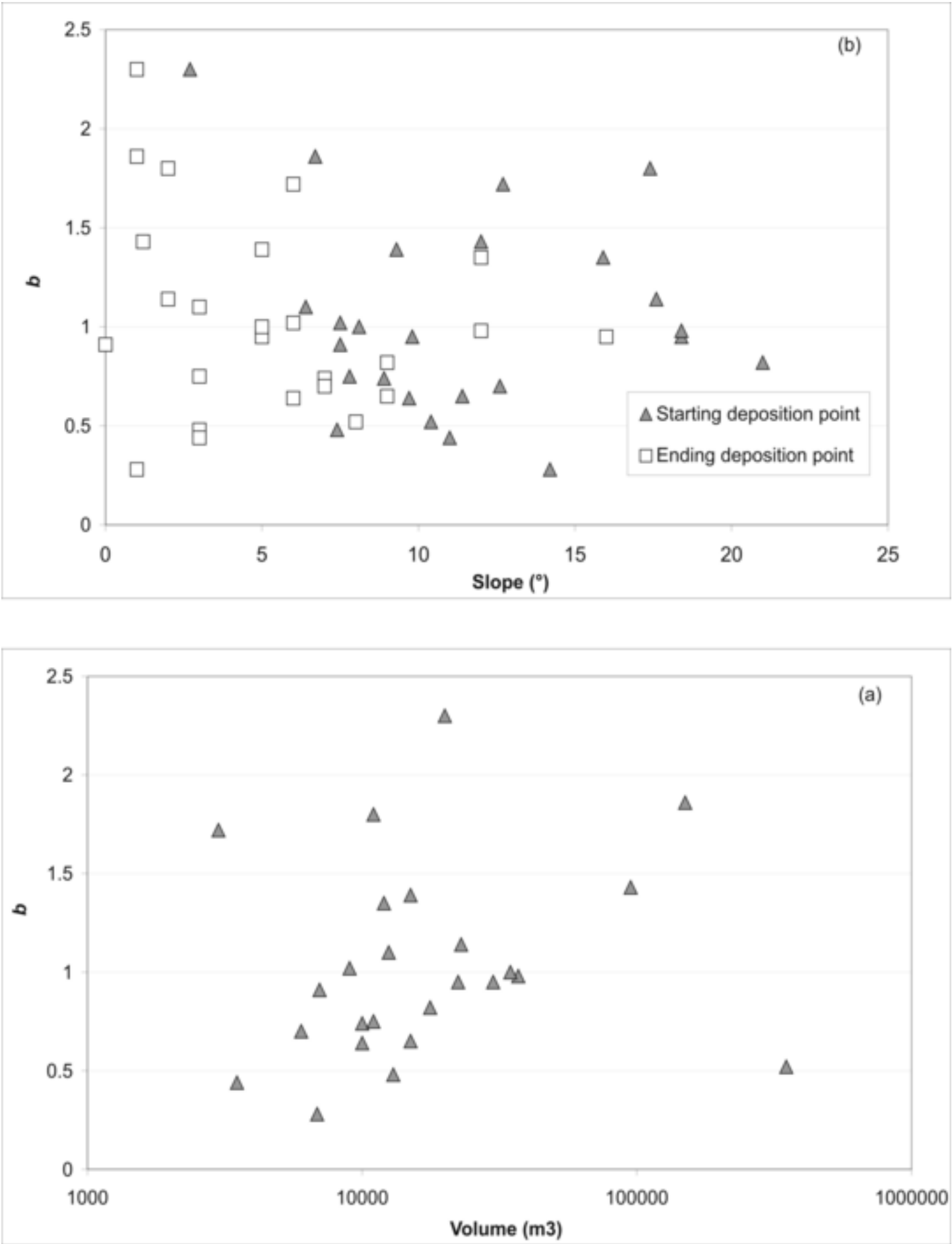
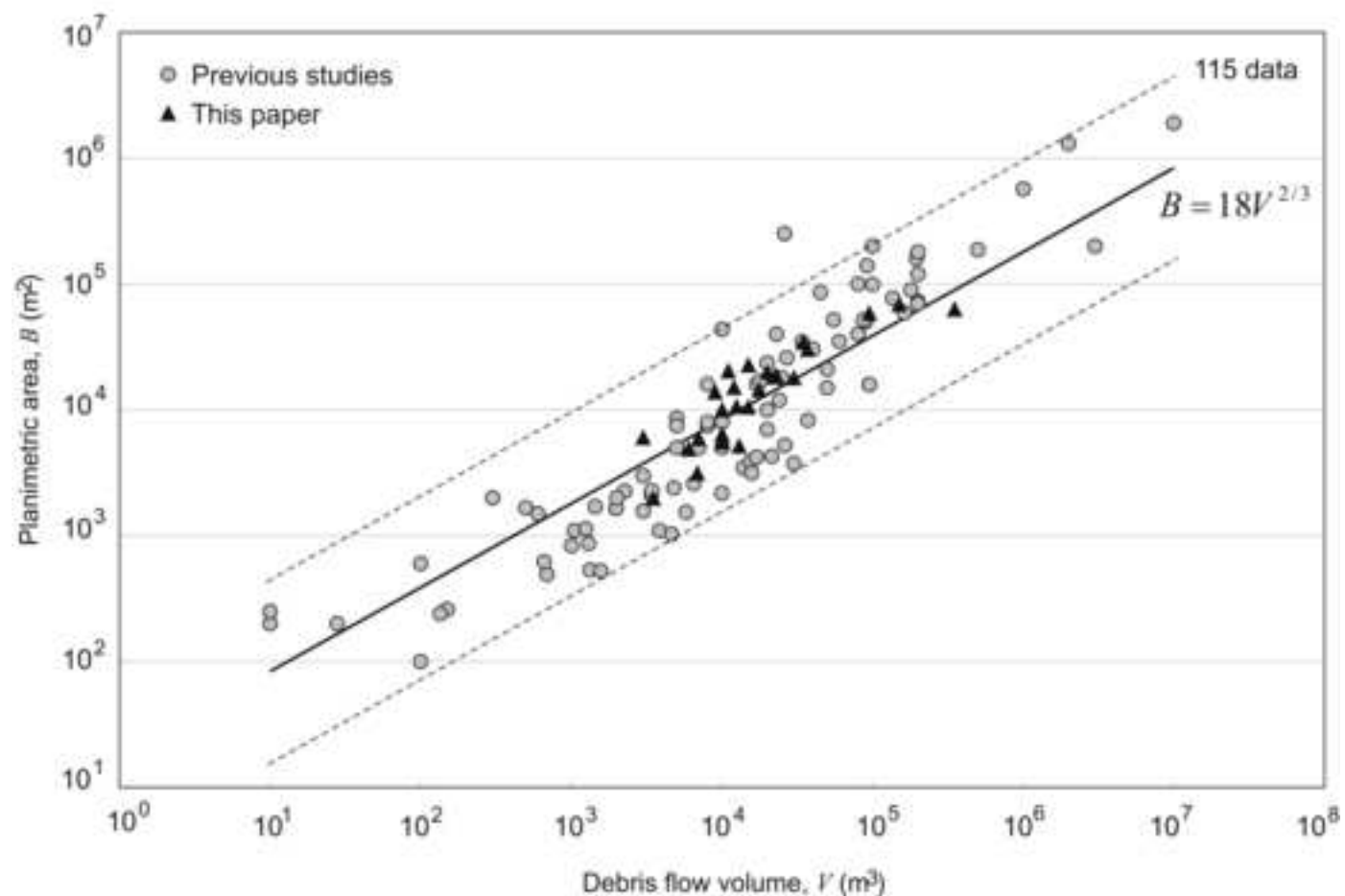
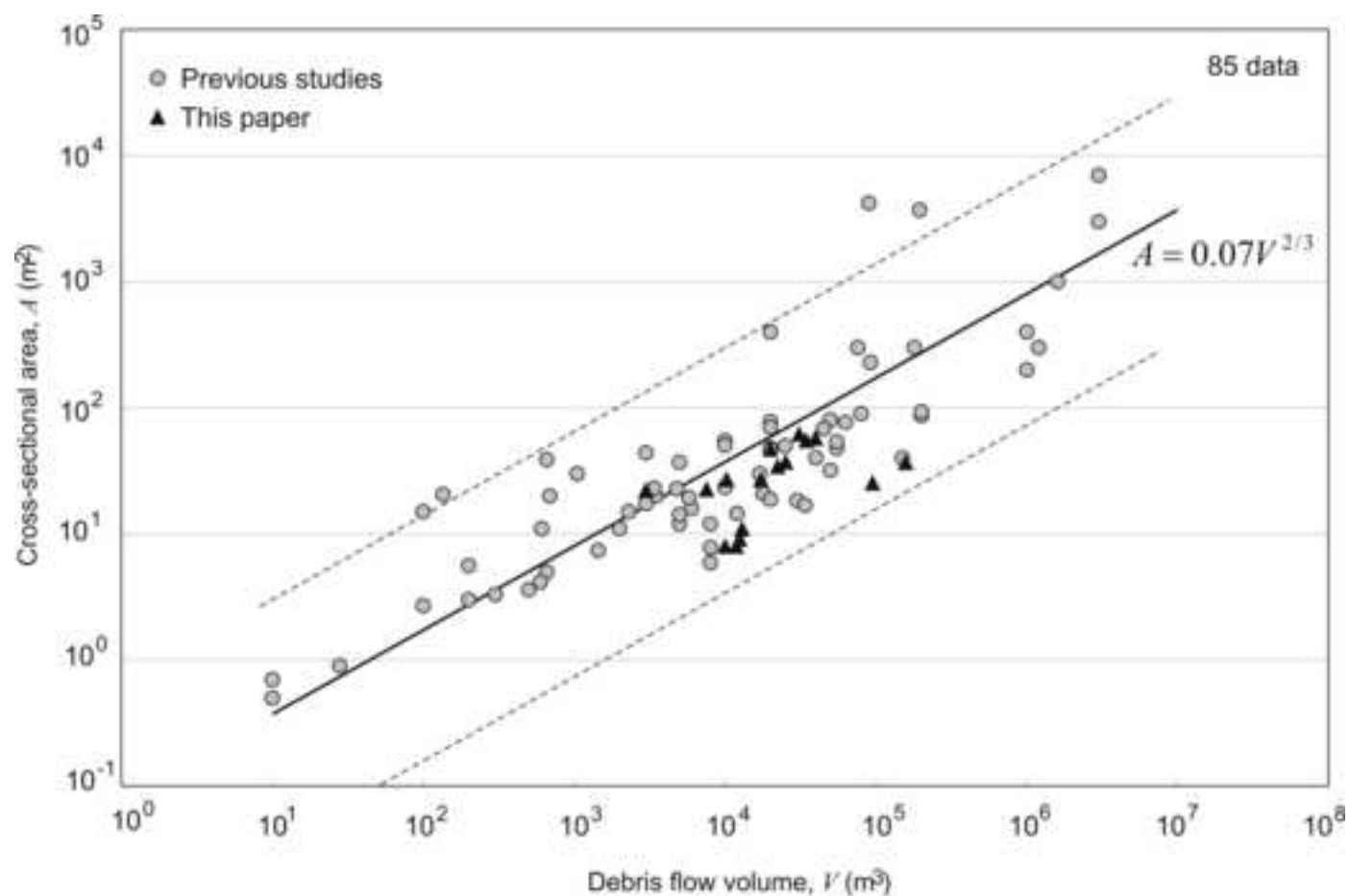


Fig. 14

[Click here to download high resolution image](#)



Tab.1

[Click here to download high resolution image](#)

				Inundated Planimetric Area B			
Basin	Date	Volume $V$ (m <sup>3</sup> )	Inundated Cross Section Area $A$ (m <sup>2</sup> )	Area $B$ (m <sup>2</sup> )	Max. Elevation (m a.s.l.)	Min. Elevation (m a.s.l.)	Average Slope (°)
Rivellone	08/08/1957	350000	NA	63114	363	274	13
Lega	27/06/1998	95000	25.3	58539	708	609	12
Alpe Corte	12/07/2002	12000	NA	15072	1646	1724	16
Casera	12/07/2002	10000	25.7	10015	764	746	8
Cane1	12/07/2002	22368	33.9	18283	1305	1222	11
Cane2	12/07/2002	37016	56.2	30256	1288	1219	7
Campolago1	12/07/2002	22922	34.3	18736	1279	1217	11
Campolago2	12/07/2002	17689	25.5	14459	1278	1210	8
Corno	12/07/2002	10000	8.17	6358	1233	1208	9
Waldfrieden	12/07/2002	11000	7.9	5522	1272	1265	3
Foresta	14/11/2002	150000	34.1	69109	634	528	5
Pozzo	26/06/2003	6858	21.8	4616	1176	1159	11
Gola	18/07/2005	30000	59.6	17955	1371	1314	10
Valburga	11/07/2007	34642	55.1	38127	883	845	7
Gollerbach	21/06/2007	11000	NA	42288	1254	1145	12
Lana	09/08/2007	12983	10.9	4647	545	533	11
Lana	06/07/2004	20000	46.4	19885	535	523	2
Pit	29/06/2008	12500	9.1	10629	997	968	16
Campipietra	21/07/2008	3000	23.6	6025	1245	1217	12
Rosim	24/08/2003	15000	NA	10540	1944	1897	11
Velata	23/06/2002	15000	NA	22718	2170	2113	8
B.490	02/07/2003	6000	NA	4882	857	836	16
Eremo	21/06/2007	9000	NA	13837	1141	1124	8
Belcolle	17/07/2009	3500	NA	1982	577	566	7
Prato	14/07/1999	7000	NA	5925	449	404	15



Tab.2

[Click here to download high resolution image](#)

Basin	Watershed			Channel			Fan				
	Area (Km <sup>2</sup> )	Max. Elevation (m a.s.l.)	Average Slope (°)	Drenage Density (Km <sup>-1</sup> )	Length (m)	Average Slope (°)	Area (Km <sup>2</sup> )	Apex Elevation (m a.s.l.)	Toe Elevation (m a.s.l.)	Max. Length (m)	Average Slope (°)
Foresta	2.40	2242	35	3.1	2300	18	0.83	823	529	2230	8
Rosim	7.20	1950	21	2.1	3900	16	0.19	2025	1890	830	9
Velata	0.92	3029	32	6.1	900	18	0.14	2226	2116	610	9
Rivellone	9.40	1384	22	1.3	1000	15	0.44	372	268	827	7
B.490	0.69	1982	47	10.3	1200	32	0.05	897	830	300	17
Eremo	2.30	2400	34	5.4	2600	14	0.04	1169	1124	281	9
Campipietra	1.90	2227	34	2.8	1800	12	0.01	1256	1228	107	14
Gollerbach	2.00	2192	26	1.4	1100	17	0.045	1276	1148	498	13
Casera	2.09	1870	19	2.1	3700	14	0.19	807	747	369	9
Pit	3.81	2194	22	2.0	3700	11	0.25	1337	990	1959	13
Alpe Corte	1.70	2645	29	3.5	1000	16	0.04	1749	1654	335	18
Gola	4.69	3271	39	6.0	2700	18	0.29	1383	1263	417	9
Valburga	4.45	2973	42	6.4	3000	18	1.22	990	849	1175	9
Lana	4.86	3079	44	2.2	2100	18	0.52	630	524	826	7
Pozzo	2.89	2437	31	4.3	2200	17	0.1	1234	1159	377	15
Corno	0.34	2204	32	4.7	1100	21	0.09	1323	1208	577	13
Campolago	1.50	2563	31	5.5	2400	16	0.07	1293	1211	431	11
Cane	0.77	2662	38	11.2	1100	29	0.07	1329	1224	417	14
Waldfrieden	0.28	2046	31	3.9	1000	20	0.11	1347	1268	295	13
Prato	0.90	1758	28	2.7	2400	16	0.01	450	410	208	10
Belcolle	0.74	1890	41	7.2	1200	24	0.65	751	579	1130	11
Lega	1.73	2333	41	3.8	1100	24	0.76	822	617	907	11



Tab. 3

[Click here to download high resolution image](#)

Date	Events	$V$ (m <sup>3</sup> )	$B$ Observed (m <sup>2</sup> )	$\frac{TP}{TP+FN}$			$\frac{FP}{FP+TP}$			$R_{cal}$	$a$	$b$
				$TP$	$FP$	$RI$	$TP$	$FP$				
08/08/1957	Rivellone	350000	63114	0.45	0.67	0.15	0.57	0.22	0.45	0.34	0.52	
12/07/2002	Casera	10000	10015	0.61	0.32	0.41	0.54	0.11	0.48	0.76	0.74	
12/07/2002	Corno	10000	6358	0.95	0.28	0.68	0.88	0.08	0.8	0.65	0.64	
14/11/2002	Foresta	150000	69109	0.38	0.49	0.19	0.66	0.51	0.32	1.68	1.86	
26/06/2003	Pozzo	6858	3135	0.43	0.77	0.16	0.51	0.17	0.4	0.22	0.28	
21/06/2007	Gollerbach	11000	20392	0.46	0.24	0.35	0.63	0.20	0.5	0.52	1.80	
09/08/2007	Lana07	12983	5164	0.90	0.57	0.38	0.73	0.20	0.58	0.425	0.48	
12/07/2002	Cane1	22368	18283	0.42	0.46	0.22	0.56	0.19	0.45	0.47	0.95	
12/07/2002	Cane2	37016	30256	0.40	0.44	0.22	0.56	0.16	0.47	0.40	0.98	
12/07/2002	Alpe Corte	12000	15072	0.48	0.25	0.36	0.61	0.30	0.46	1.34	1.35	
12/07/2002	Waldfrieden	11000	5522	0.63	0.65	0.22	0.80	0.31	0.55	0.17	0.75	
12/07/2002	Campolago1	22922	18736	0.50	0.29	0.4	0.71	0.17	0.59	0.66	1.14	
12/07/2002	Campolago2	17689	14459	0.31	0.63	0.11	0.58	0.15	0.5	0.12	0.82	
21/07/2008	Campipietra	3000	6025	0.56	0.04	0.53	0.84	0.18	0.68	2.2	1.72	
11/07/2007	Valburga	34642	34458	0.46	0.29	0.32	0.55	0.13	0.48	0.30	1.00	
27/06/1998	Lega	95000	58539	0.46	0.24	0.35	0.68	0.22	0.53	1.04	1.43	
18/07/2005	Gola	30000	17955	0.69	0.34	0.45	0.79	0.28	0.57	0.7	0.95	
06/07/2004	Lana04	20000	19885	0.18	0.35	0.12	0.55	0.24	0.41	1.74	2.3	
29/06/2008	Pit	12500	10629	0.70	0.30	0.48	0.90	0.28	0.64	2.12	1.1	
23/06/2002	Velata	15000	22718	0.21	0.59	0.09	0.50	0.28	0.36	0.225	1.39	
02/07/2003	B.490	6000	4882	0.64	0.45	0.31	0.68	0.18	0.56	1.53	0.7	
24/08/2003	Rosim	15000	10540	0.28	0.72	0.08	0.46	0.30	0.32	0.175	0.65	
21/06/2007	Eremo	9000	13837	0.47	0.15	0.4	0.50	0.12	0.44	1.38	1.02	
17/07/2009	Belcolle	3500	1982	0.93	0.47	0.49	0.78	0.19	0.63	0.625	0.44	
14/07/1999	Prato	7000	5925	0.68	0.41	0.4	0.72	0.39	0.47	0.8	0.91	
Mean Values				0.53	0.42	0.31	0.65	0.22	0.51			
Std. Deviation				0.20	0.19	0.15	0.13	0.10	0.11			

Tab. 4  
[Click here to download high resolution image](#)

Dataset	Region	V (m <sup>3</sup> ) min-max	A (m <sup>2</sup> ) min-max	B (m <sup>2</sup> ) min-max	V-A pairs	V-B pairs
A	Worldwide	10 <sup>1</sup> -10 <sup>7</sup>	0.5-7000	10 <sup>2</sup> -2·10 <sup>6</sup>	50	44
B	Italian Alps	10 <sup>3</sup> -10 <sup>4</sup>	\	5·10 <sup>2</sup> -2·10 <sup>4</sup>	\	22
C	Italian Alps	5·10 <sup>2</sup> -5·10 <sup>5</sup>	4-96	2·10 <sup>3</sup> -3·10 <sup>5</sup>	19	24
D	Bolzano (Italian Alps)	3·10 <sup>3</sup> -4·10 <sup>5</sup>	8-60	2·10 <sup>3</sup> -7·10 <sup>4</sup>	16	25

Tab. 5  
[Click here to download high resolution image](#)

<i>V-A</i>				<i>V-B</i>			
Datasets	Statistical test	<i>F</i> -statistic	probability, <i>p</i>	Datasets	Statistical test	<i>F</i> -statistic	probability, <i>p</i>
A, C, D	Equal slopes	0.77	0.47	A, B, C, D	Equal slopes	1.10	0.38
	Equal intercepts	0.30	0.74		Equal intercepts	0.09	0.97
	Coincidence	8.83	~0		Coincidence	13.1	~0
	2/3 slope	2.74	0.05		2/3 slope	2.73	0.03

## Capitolo 4

### Caratterizzazione Geomorfologica e Morfometrica dei bacini di colata

#### 4.1. Introduzione

Il territorio della Provincia di Bolzano (con estensione pari a 7.525 Km<sup>2</sup>), interamente montuoso (quote comprese tra i 200 e 3.905 m), è inciso dalle Valli dell'Adige (Val Venosta e Valle dell'Adige propriamente detta) e dai suoi affluenti: il maggiore è l'Isarco che convoglia le acque dell'intero settore orientale e di gran parte di quello centrale e nella cui valle convergono la Val Pusteria, percorsa dalla Rienza, e le valli di Funes, Gardena, Ega e Sarentina. Il clima è quello tipico di montagna, con marcate escursioni termiche stagionali e giornaliere, estati fresche ed inverni freddi o rigidi; i fondovalle dell'Adige godono comunque di temperature estive piuttosto elevate. Le precipitazioni, tra i 700-1000 mm annui, sono distribuite nel corso dell'anno in misura piuttosto uniforme, ma con minimi invernali, in gran parte sotto forma di neve, e massimi estivi, che condizionano il regime idrologico dei corsi d'acqua.

L'assetto geologico è caratterizzato dalla presenza di un grande lineamento tettonico, la linea Periadriatica (o linea Insubrica nella sua parte occidentale) che divide il territorio in due unità differenti. Le Alpi meridionali consistono in gran parte di rocce sedimentarie permocenoiche che coprono i porfidi del Gruppo Vulcanico Atesino ed il Basamento Cristallino pre-permiano. Le rocce sedimentarie preservate ed affioranti formano il complesso Dolomitico, mentre il Gruppo Vulcanico Atesino è una successione complessa di rocce vulcaniche acide formatasi in seguito ad eruzioni subaeree più o meno esplosive. Il Basamento Cristallino consiste, invece, in gran parte delle filladi di Bressanone. Le coperture quaternarie sono dominate da sedimenti d'origine glaciale e fluvioglaciale, prodotti dalle varie glaciazioni alpine.

Data questa conformazione geologica, ciò che ne consegue è un paesaggio acclive modellato soprattutto dall'erosione fluvio-glaciale d'epoca quaternaria. I depositi eluvio-colluviali dei versanti sono relativamente ridotti ad eccezione delle aree interessate da

conoidi di detrito (formate da innumerevoli colate detritiche deposte all'imbocco delle valli laterali) e da falde detritiche.

Come già ricordato, l'analisi di pericolosità rappresenta il processo di identificazione dei bacini suscettibili a colate e la caratterizzazione del loro grado di attività. Indicatori quali il volume massimo atteso (in riferimento ad un periodo di ritorno nell'ordine dei 100 anni), può essere usato per identificare un volume di progetto. Negli ultimi anni sono stati sviluppati diversi metodi di tipo empirico per stimare la magnitudo di un potenziale debris flow (volume trasportato o volume relativo alla portata di picco) sulla base di parametri morfometrici del bacino (*Franzi and Bianco, 2001; Marchi and D'Agostino, 2004; Rickenmann, 1999; Rickenmann and Zimmermann, 1993*). Tuttavia, solo la conoscenza della relazione esistente tra magnitudo e frequenza costituisce una razionale base di partenza per valutazioni di pericolosità. Fonti di informazioni possono essere rappresentati sia da archivi naturali (depositi, dendrocronologia, sedimenti lacustri) o storici. In entrambi i casi stime basate su informazioni del passato devono prendere in considerazione le inesattezze ascrivibili alla scarsa longevità delle prove (solitamente proporzionata alla magnitudo). Inoltre, ogni analisi di pericolosità futura deve necessariamente valutare la plausibilità di condizioni ambientali che non cambiano nel tempo.

Gli studi relativi alla relazione frequenza – magnitudo non sono molto abbondanti in letteratura in quanto necessitano di un inventario di eventi correlati da date e volumi certi. Tale inventario può essere compilato sulla base di foto aeree, rilievi di campo o entrambi (*Brardinoni e Church, 2004; Hungr et al., 2008*). Con l'obiettivo di associare un intervallo temporale di riferimento, i metodi di datazione possono essere ottenuti dalla stratigrafia, dendrocronologia (*Bovis e Jacob, 1999; Stoffel, 2010*), lichenometria (*Van Steijn, 1996*) o, più semplicemente, facendolo corrispondere all'intervallo tra successive foto aeree. Le informazioni storiche possono essere usate in alternativa, sebbene la completezza dei dati raramente sia sufficiente, fatta eccezione per bacini particolari (*Zimmermann et al., 1997*).

Le curve magnitudo-frequenza sono spesso almeno parzialmente lineari su una scala logaritmica e possono essere descritte da relazioni di potenza analogamente a quanto viene fatto nell'ambito della sismologia. Queste relazioni trovano sempre più spesso applicazioni nelle valutazioni di pericolosità (*Guzzetti et al., 2002*).

L'attività di un bacino suscettibile a colate detritiche dipende alle sue caratteristiche geologiche e morfologiche, oltre che dalle condizioni climatiche, e la possibilità di poterla

mettere in relazione a semplici parametri misurabili suscita da sempre un grande interesse in quanto consentirebbe di sottolineare il ruolo delle colate nell'evoluzione dei paesaggi.

Il riconoscimento della pericolosità legata ai debris flow ha fatto molti progressi grazie a studi relativi alla morfologia dei conoidi che forniscono uno strumento per distinguere i bacini sulla base del dominante processo di trasporto dei sedimenti (*De Scally et al.*, 2001; *De Scally and Owens*, 2004; *Rowbotham et al.*, 2005; *Wilford et al.*, 2004). Lo stesso non si può dire per le relazioni empiriche che mettono in relazione i parametri per le colate e le caratteristiche morfometriche e geologiche dei bacini. Secondo Rickenmann (1999) tali relazioni possono sovrastimare il volume fino ad un fattore di 100.

La disponibilità di detrito (*Bovis e Jacob*, 1999), la pendenza del canale e la connessione tra i canali stessi (*Theler*, 2010), le caratteristiche litologiche e strutturali (*Tiranti et al.*, 2008) possono finire col complicare la relazione tra piovosità e colate deviando in tal modo significativo dall'idrologia analitica tradizionale e dall'idraulica fluviale. Il ruolo della geologia, in particolare, non è mai stato descritto in maniera soddisfacente. Marchi e D'Agostino (2006), prendendo in considerazione 86 casi nelle Alpi Italiane Orientali, hanno definito una buona correlazione tra area del bacino e pendenza con la magnitudo espressa in termini di volume massimo. Nonostante la qualità dei dati, i risultati non sono migliorati con l'introduzione di un fattore di tipo geologico. Simili conclusioni sono state recentemente avanzate da Rickenmann e Koschni (2010) in base ai dati sui sedimenti trasportati da un'alluvione in Svizzera del 2005.

Ai fini di questo lavoro, lo studio dei debris flow in ambiente alpino e, in particolare, l'analisi di pericolosità ad essi associata, ha richiesto una fase di analisi geomorfologica e morfometrica di 82 bacini della Provincia di Bolzano selezionati nell'ambito del database *ED30*. L'analisi si è avvalsa dell'utilizzo delle principali funzioni di ArcMap 9.3 (ESRI, 2006) oltre che delle informazioni topografiche dettagliate (DEM con risoluzione di 2.5 m) fornite dai tecnici della Provincia di Bolzano. Sono state, così, prese in considerazione le caratteristiche morfometriche relative al bacino, al conoide e alla rete di drenaggio in modo che fossero descritte da un ampio range di parametri misurati e derivati. Questi dati sono stati completati con le informazioni sulla geologia e uso del suolo dell'area studiata oltre che dall'analisi degli eventi, per consentire il successivo approfondimento di aspetti quali la caratterizzazione delle condizioni topografiche associate all'innesco, al trasporto e alla deposizione dei debris flow, la documentazione dell'andamento stagionale della loro

occorrenza, l'analisi del tasso di sedimentazione legato ad attività di colata su scala spaziale ed, in fine, lo studio del ruolo della geologia del substrato nel trasporto dei sedimenti, tematiche affrontate e discusse nell'articolo che si occupa di investigare, appunto, l'influenza esercitata dai fattori topografico e litologico sulla dinamica dei sedimenti e che costituisce il capitolo successivo.

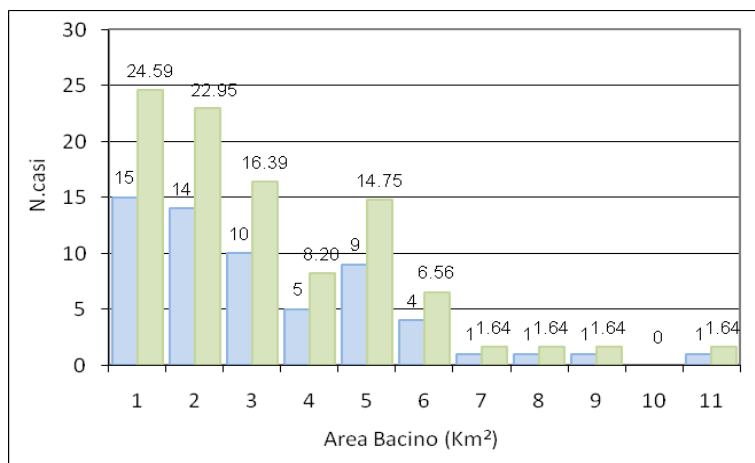
Questo capitolo, invece, ha lo scopo di fornire una prima descrizione ed analisi generale dei bacini e degli eventi studiati.

## **4.2. Principali caratteristiche fisiche dei bacini**

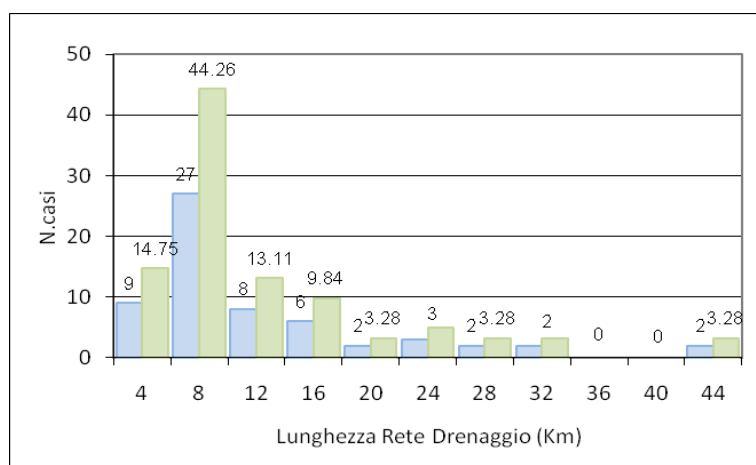
Analisi di tipo morfologico e morfometrico sono state condotte sugli 82 bacini selezionati in *ED30*.

In questo paragrafo vengono riportati alcuni istogrammi di frequenza che descrivono la distribuzione di tre caratteristiche morfometriche quali l'area del bacino, la lunghezza delle rete drenante e l'area del conoide (fig. 4.1). Varie classi di grandezza sono rappresentate dai valori di area contribuente, sebbene la maggior parte dei bacini (86.89%) abbia un'area inferiore ai 5 Km<sup>2</sup>.

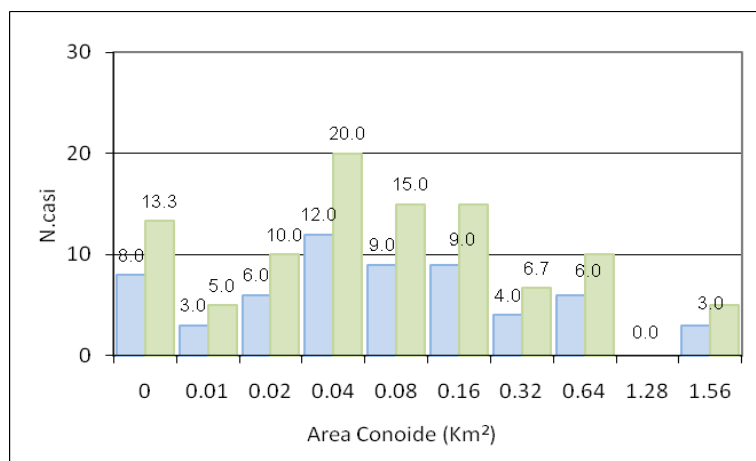
L'area, una delle caratteristiche più rappresentative di un bacino, è stata poi confrontata con altri importanti parametri quali la densità di drenaggio, la pendenza del canale principale e il rilievo (fig.4.2): mentre nel primo e nel secondo caso si osserva una relazione inversa, seppur debole, nel terzo caso i due parametri mostrano una correlazione diretta.



(a)



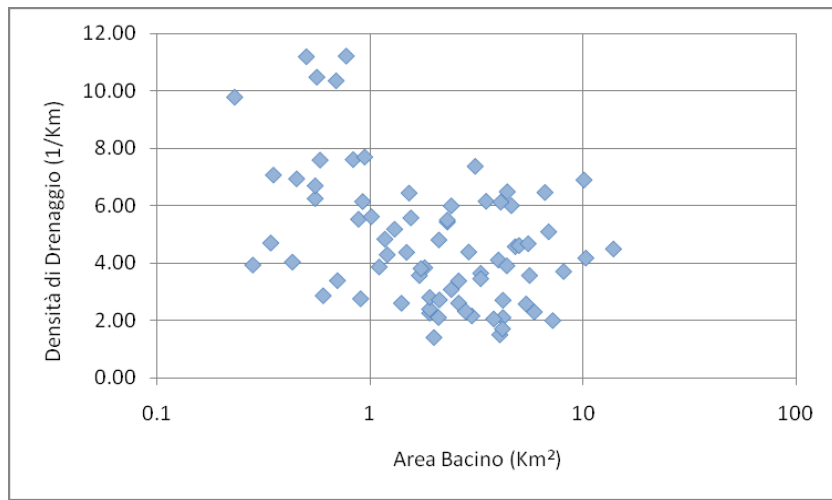
(b)



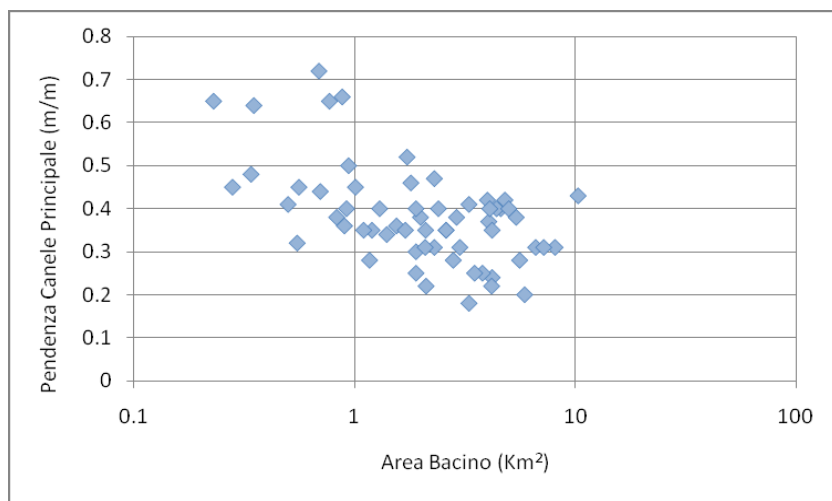
(c)

Figura 4.1: Distribuzione di frequenza per l'area del bacino (a), la lunghezza della rete di drenaggio (b) e l'area del conoide (c).

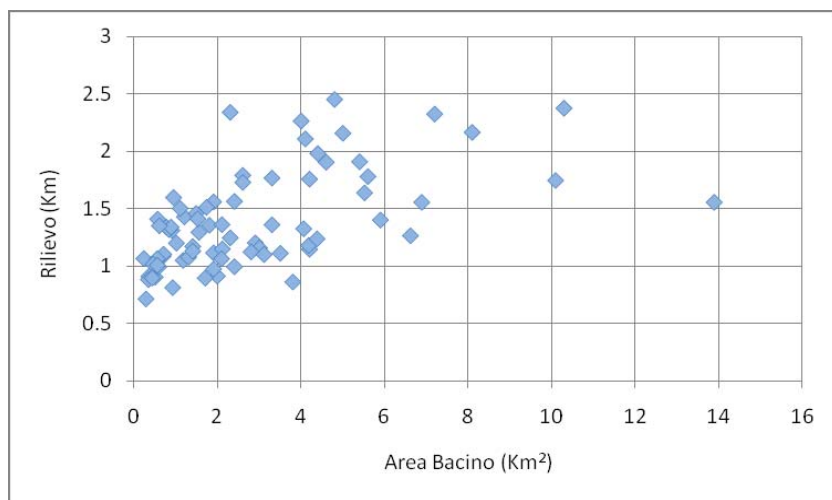




(a)



(b)



(c)

Figura 4.2: Relazione osservata tra l'area del bacino ( $A$ ) e alcune tra le principali caratteristiche della rete di drenaggio e del bacino stesso: densità di drenaggio (a), pendenza del canale principale (b) e rilievo (c).

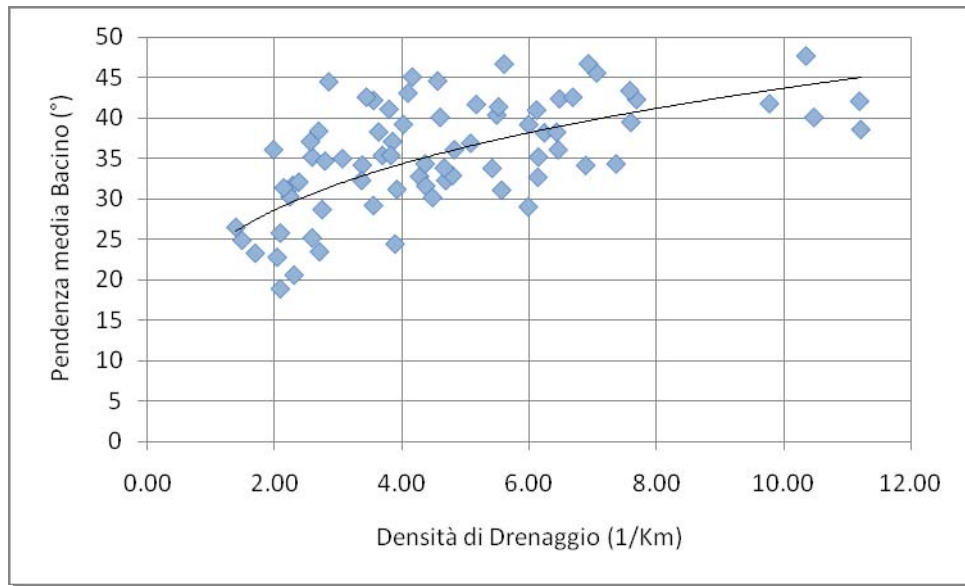


Figura 4.3: Relazione tra le densità di drenaggio e la pendenza media del bacino.

La densità di drenaggio mostra una correlazione diretta con la pendenza media del bacino (fig.4.3) a conferma di quanto già messo in luce in alcune regioni degli Stati Uniti (Schumm, 1956; Smith, 1958; Montgomery and Dietrich, 1992). Al contrario, la stessa relazione diventa negativa nelle catene montuose giapponesi (Mino, 1942; Yatsu, 1950). Oguchi (1997) ne ha individuato la causa nell'abbassamento dei canali su versanti acclivi a causa di rotture di pendio. Tailing e Sowter (1999), riassumendo studi precedenti, hanno messo in evidenza che tra la densità di drenaggio e la pendenza la relazione è positiva nel caso in cui il trasporto via terra è dominante, ma diventa negativa se domina il processo di *shallow mass wasting*. Questa differenza è stata ulteriormente dedotta da un modello 3D di evoluzione del paesaggio sviluppato da Tucker e Bras (1998). Howard (1997) ha indicato in maniera analoga che la densità di drenaggio e la pendenza sono correlate negativamente in aree soggette a rapida erosione, positivamente laddove i processi erosivi sono invece più lenti.

### 4.3. Riconoscimento del rischio

Una delle applicazioni più frequenti dei risultati ottenuti da analisi di tipo morfometrico e morfologico riguarda l'identificazione dei processi idrogeomorfici allo scopo di consentire la progettazione delle misure di mitigazione adeguate in funzione del diverso tipo di pericolosità.

Tra gli schemi identificativi proposti per la caratterizzazione dei processi che influenzano con la loro attività i conoidi alluvionali e colluvionali, vi è il metodo che permette di distinguere i bacini da alluvione da quelli da debris flow usando il numero di Melton (rapporto tra il rilievo del bacino sulla radice quadrata della corrispondente area) (*Melton*, 1957). A tal proposito, Jackson et al. (1987) hanno stabilito che, relativamente alle montagne rocciose canadesi meridionali, bacini suscettibili ad alluvioni hanno un numero di Melton  $<0.3$ , mentre quelli in grado di produrre colate detritiche sono caratterizzati da un numero di Melton  $>0.3$ ; in maniera analoga, ma in riferimento alla catena montuosa della Columbia Britannica, Jacob e Bovis (1999) hanno spostato la soglia per i debris flow a 0.53.

Secondo Wilford et al. (2004) i criteri più appropriati per la definizione dei bacini sono la sua lunghezza e il numero di Melton in quanto, oltre ad essere facilmente derivabili, classificano correttamente la maggior parte dei casi da loro presi in considerazione.

La figura (4.4) mette in evidenza la classificazione dei bacini in Alto Adige in funzione dei limiti definiti sulla base della lunghezza del bacino e del numero di Melton.

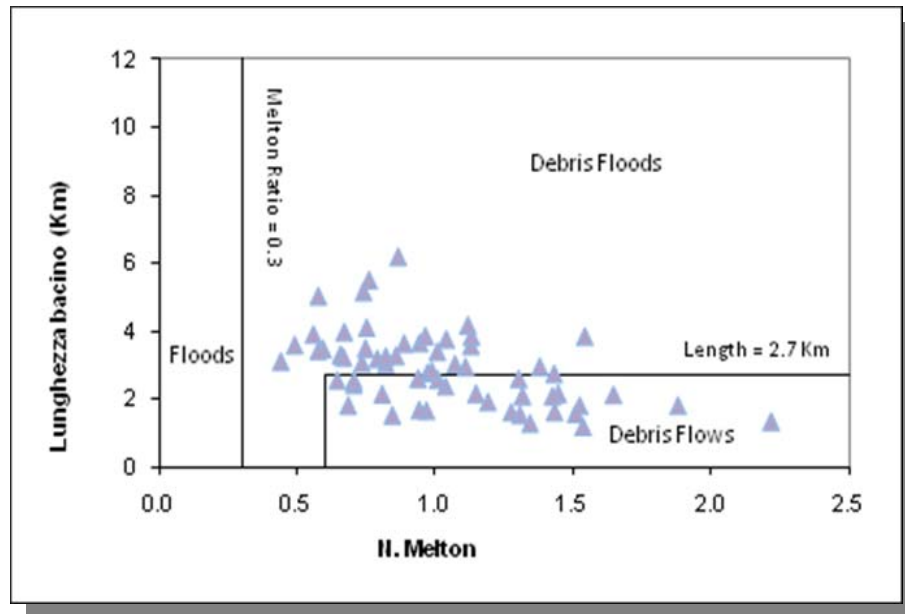


Figura 4.4: Plot in funzione del numero di Melton e la lunghezza del bacino dei bacini considerati nell'ambito delle classi definite da Wilford et al. (2004) per i diversi processi .

Analogamente al lavoro condotto da Wilford et al. nel 2004, De Scally e Owens (2005) hanno distinto l'attività dei bacini prendendo in considerazione, oltre al numero di Melton, la pendenza media del conoide e stabilendo come limiti per i bacini suscettibili a colate, valori di numero di Melton  $>0.75$  e di pendenza di conoide  $>7.5^\circ$ , restringendo così il campo, precedentemente definito (Jackson et al., 1987; De Scally et al., 2001) dalle soglie di 0.4 e  $4^\circ$  per il numero di Melton e la pendenza del conoide rispettivamente.

La figura (4.5) mostra quanti dei bacini selezionati nel territorio della Provincia di Bolzano possono essere classificati come suscettibili a colata in base ai criteri appena descritti.

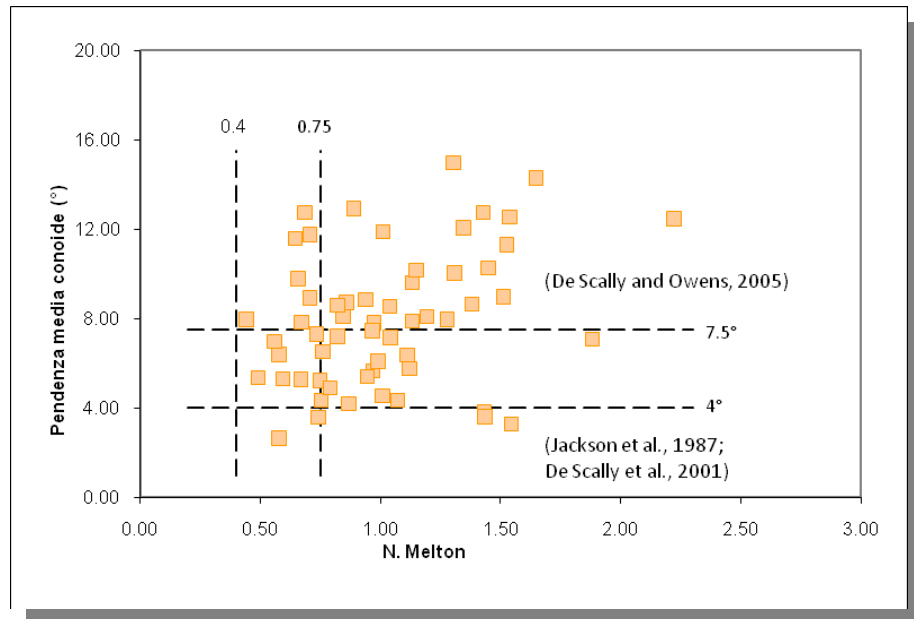


Figura 4.5: Campo di attività per le colate detritiche definito in funzione del numero di Melton e della pendenza del conoide (Jackson et al., 1987; De Scally et al., 2001, 2005) e plot dei valori ottenuti per i bacini selezionati.

#### 4.4. Eventi di colata

La distribuzione dei valori di magnitudo rispetto all'area del bacino ha permesso di fare un confronto dei volumi degli eventi considerati e quelli presi, invece, in esame da Marchi e D'Agostino (2004) relativamente a 127 bacini nelle Alpi Settentrionali. Gli autori, prendendo in considerazione solo i volumi  $> 1000 \text{ m}^3$  e unicamente il volume massimo registrato per i casi in cui più di un evento risultava associato allo stesso bacino, hanno definito un limite massimo per la magnitudo che corrisponde a  $70.000 \text{ m}^3 \text{ Km}^2$ , e un limite inferiore espresso dalla relazione:

$$M = 1000 A^{0.3} \quad (13)$$

Dove M è la magnitudo e A l'area del bacino.

I volumi registrati per i 82 eventi considerati si distribuiscono all'interno di questo *range* (fig.4.6), fatta eccezione per due colate con volume  $< 1.000 \text{ m}^3$ , confermando ulteriormente quello che è il limite massimo di volume mobilizzato atteso in occasione di importanti eventi meteorici laddove grandi quantità di detrito sono disponibili.

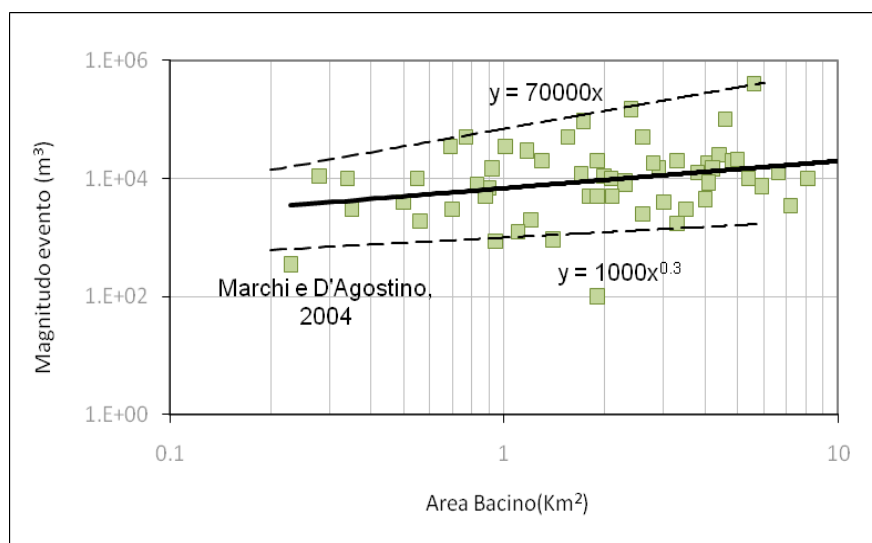


Figura 4.6: Confronto della relazione esistente tra area bacino e volume degli eventi per gli 82 bacini analizzati con le relazioni ottenute da Marchi e D'Agostino (2004).

I valori di SSY (*Specific Sediment Yield Rate*) sono stati ottenuti per tutti gli eventi dividendo il volume registrato per ognuno sull'area contribuyente (fig.4.7). La loro distribuzione mostra che i primi dati risalgono alla prima metà del ventesimo secolo ma la maggior parte degli eventi e relativi volumi registrati sono avvenuti negli ultimi 25 anni: ciò può essere dovuto ad un incremento nella frequenza dei debris flow o, più semplicemente, ad una maggiore disponibilità di informazioni.

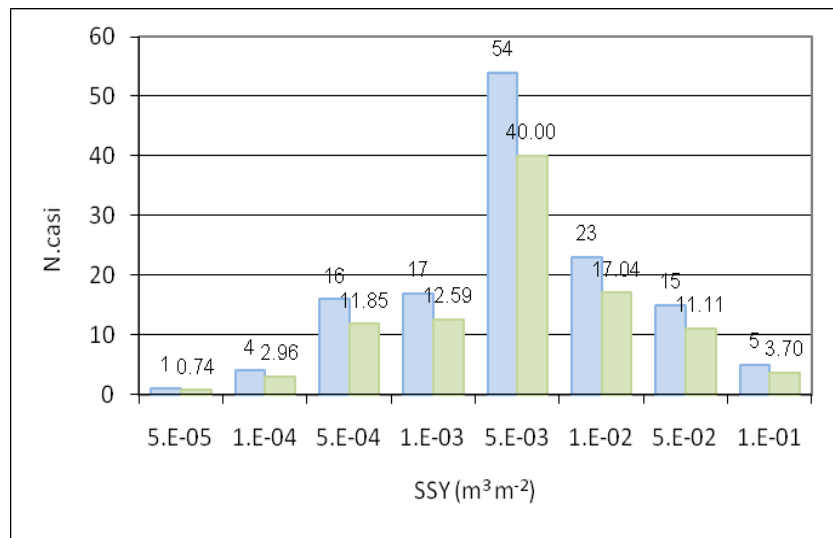
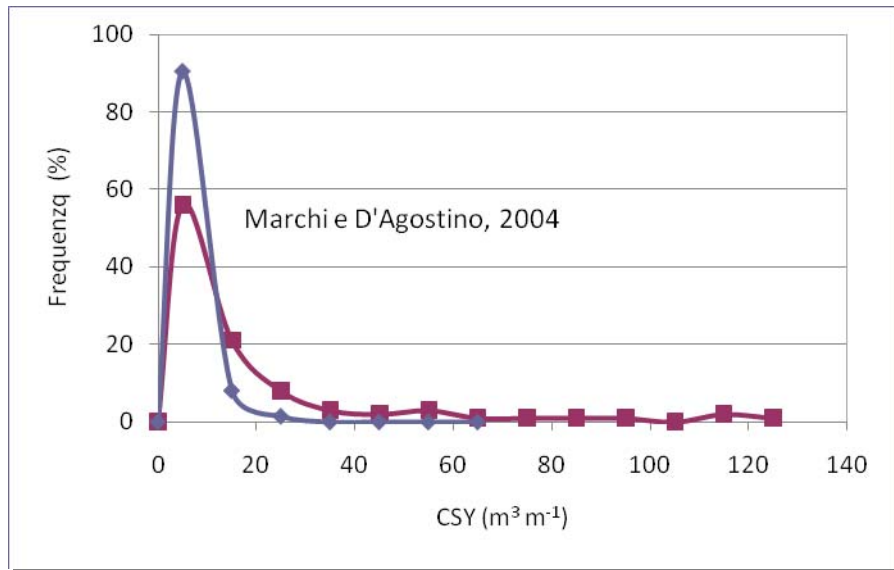
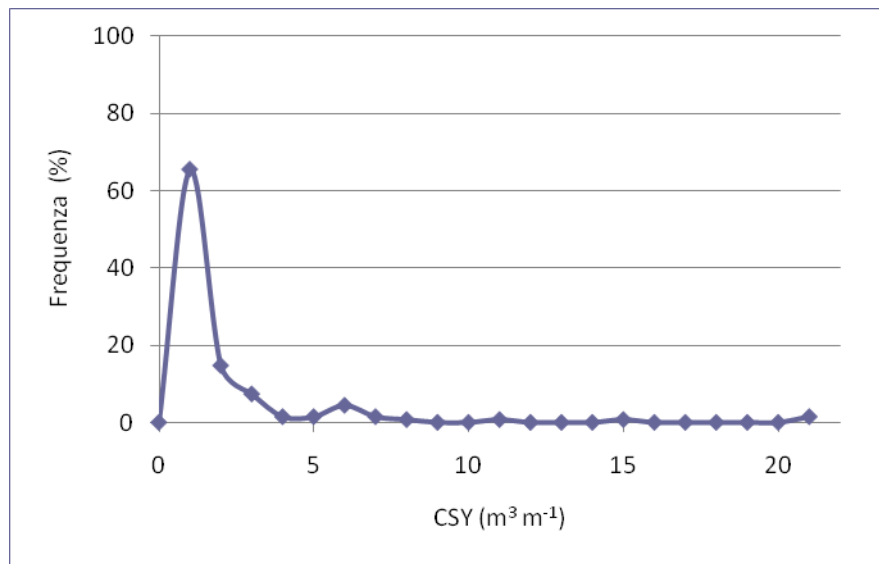


Figura 4.7: Distribuzione di frequenza per i valori di SSY (*Specific Sediment Yield rate*).

Relativamente alla distribuzione dei valori di CSY (*Channel Sediment Yield rate*), ottenuti distribuendo il volume dell'evento sulla lunghezza complessiva della rete di drenaggio, è stato osservato che il 90.44% dei casi presi in considerazione hanno valori di CSY bassi, compresi tra 0 e  $5 \text{ m}^3 \text{m}^{-1}$  (fig.4.8). Andando a prendere in considerazione classi di frequenza più piccole, otteniamo che il 65.44% degli eventi ha un CSY inferiore ad  $1 \text{ m}^3 \text{m}^{-1}$ , mentre, considerando classi di frequenza con intervallo di 0.1 per valori di CSY fino a  $10 \text{ m}^3 \text{m}^{-1}$ , risulta che il 47.01% del campione studiato ha valori di *Channel Sediment Yield rate* inferiori a  $0.5 \text{ m}^3 \text{m}^{-1}$ .

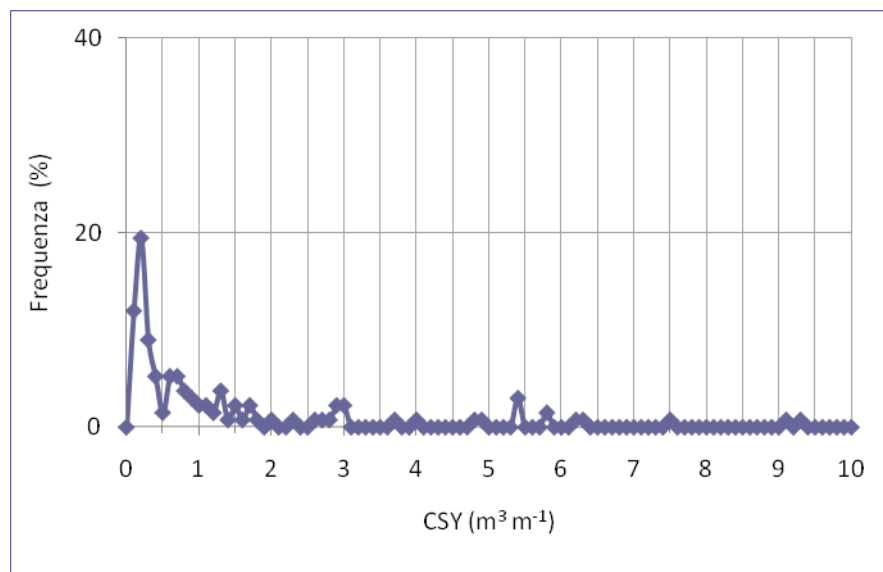


(a)



(b)





(c)

Figura 4.8: Distribuzioni di frequenza per i valori di CSY (*Channel Sediment Yield rate*) ottenute prendendo in considerazione diverse classi di grandezza: in (a) classi di  $20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$  con confronto con i valori ottenuti da Marchi e D'Agostino (2004); in (b) classi  $5 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$  mentre in (c) da 0.1 ma unicamente per gli eventi con CSY fino a  $10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ .

In totale, per il periodo compreso tra il 1998 e il 2009, il volume totale depositato dalle colate detritiche e registrato nel database *ED30*, è pari a  $2.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ , che approssimativamente corrispondono a  $2 \times 10^5 \text{ m}^3$  all'anno.

La maggior parte di questo materiale è stato mobilizzato durante eventi meteorici particolarmente intensi ma di breve durata che si verificano nei mesi estivi. La figura (4.9), relativa alla stagionalità degli eventi, mostra una distribuzione normale centrata nel mese di luglio, sia per quanto riguarda il numero degli eventi che i relativi volumi mobilizzati. E' interessante notare però che un secondo picco è relativo al mese di novembre, durante il quale una sotto-popolazione di eventi viene innescata da precipitazioni più lunghe ma meno intense associate ai sistemi frontali che, partendo dall'Oceano Atlantico, raggiungono le Alpi.

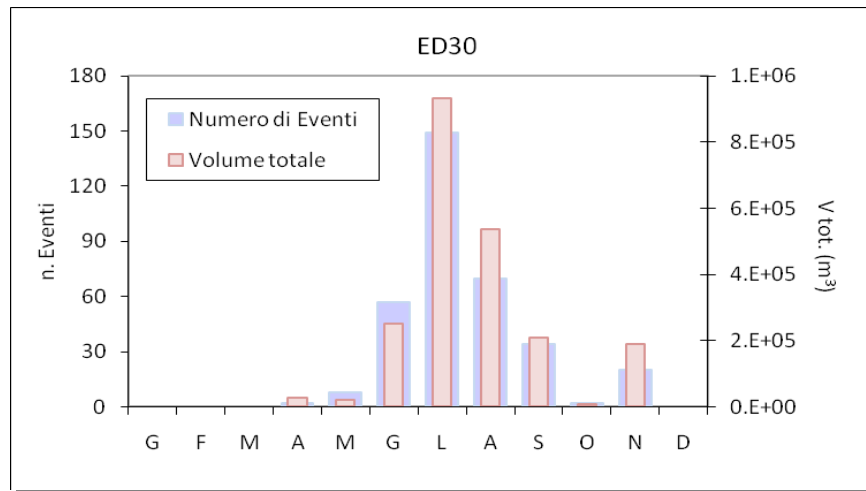


Figura 4.9: Stagionalità per gli eventi di colata nel territorio della Provincia di Bolzano.

#### 4.5. Attività di colata e disponibilità di detrito

Allo scopo di ovviare al problema dell'incompletezza dell'informazione storica, sono stati individuati, come già anticipato, intervalli di campionamento per classi di magnitudo definite sulla base dell'analisi degli istogrammi di frequenza. In tal modo è stato poi possibile calcolare l'attività da colata per ogni bacino come:

$$AI = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{Vt_i}{ti_i} \quad (14)$$

Dove  $n$  è il numero di classi di magnitudo,  $Vt_i$  il volume depositato dagli eventi di classe di magnitudo  $i$  durante il corrispondente intervallo di campionamento  $ti_i$ .

Sebbene l'indice debba essere considerato una stima più che una misura oggettiva dell'attività di un bacino, si è tentato di comprenderne il significato e il suo legame con le principali caratteristiche morfometriche misurate.

E' stato osservato che  $AI$  presenta una buona correlazione con l'area del bacino ( $A$ ) e con la lunghezza della rete drenante ( $TLC$ ). Queste due grandezze sono tra loro legate da una relazione lineare (fig.4.10) in quanto i coefficienti di correlazione sono simili.

$$AI \approx A^{0.5} \quad (15)$$

$$AI \approx TLC^{0.5} \quad (16)$$

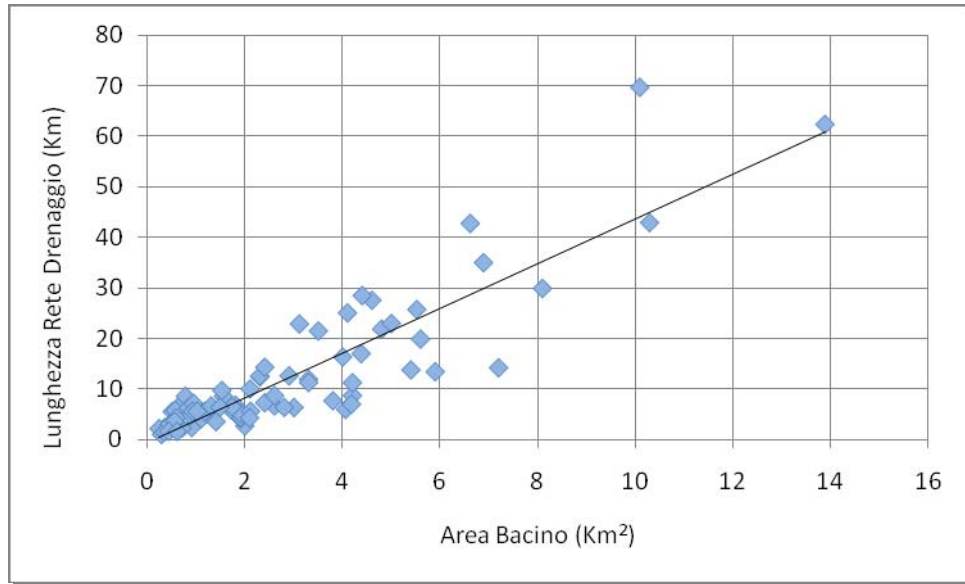
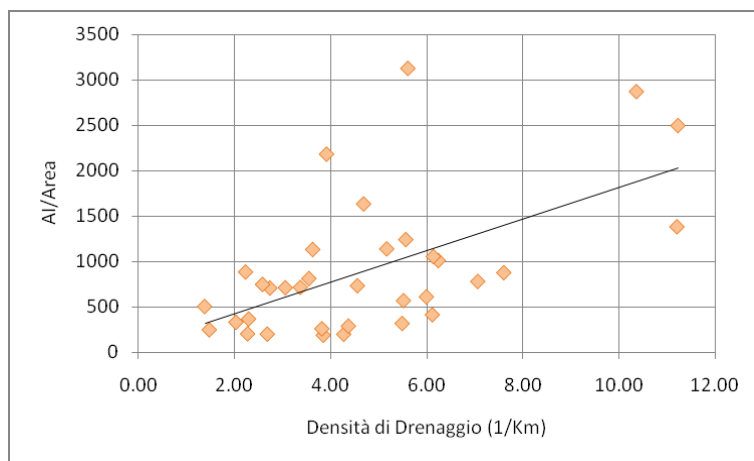


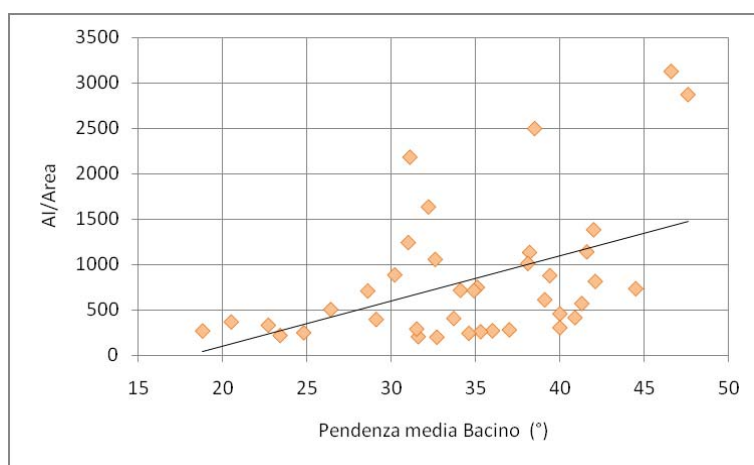
Figura 4.10: Relazione esistente tra l'area ( $A$ ) e la lunghezza della rete drenante ( $TLC$ ) per i bacini studiati.

Per analizzare, quindi, la relazione di  $AI$  con altri parametri è necessario eliminare questo effetto scala, normalizzando  $AI$  con l'area del bacino ( $A$ ).

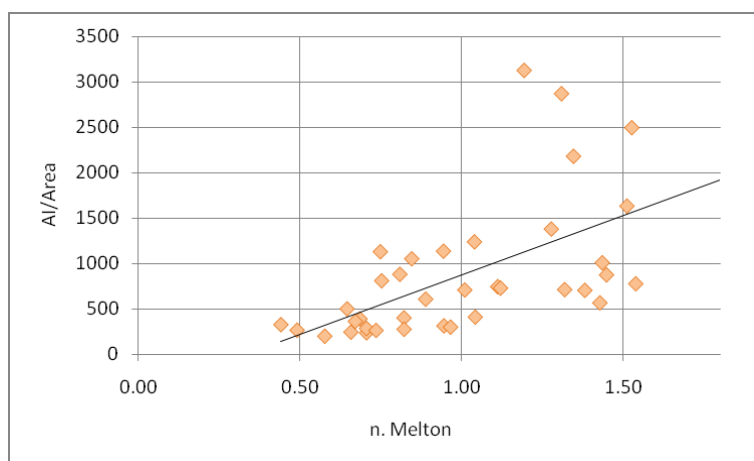
In tal modo si è potuto osservare che i parametri più influenti sulla produttività di detrito sono la densità di drenaggio, la pendenza media del bacino e il numero di Melton (fig.4.11).



(a)



(b)



(c)

Figura 4.11: Relazione esistente tra l'indice di attività ( $AI$ ) di colata normalizzato con l'area del bacino ( $A$ ) con le tre variabili più influenti sulla produttività di detrito: densità di drenaggio (a), pendenza media del bacino (b) e numero di Melton (c).

## Capitolo 5

**Paper: Topographic and Lithologic controls on regional Debris Flow Sediment Dynamics (Mammoliti M., Brardinoni F., Simoni A., *Earth and Planetary Science Letters*, submitted).**

**Topographic and lithologic controls on regional, debris flow sediment dynamics**

*Maria Mammoliti, Francesco Brardinoni, and Alessandro Simoni*

*Abstract*

*Debris flows are the most efficient process of sediment transfer from slope base to alluvial fan terminus in mountain drainage basins. To advance current understanding of debris-flow sediment dynamics at the regional scale we analyze a historical database of more than 1300 debris flow events and 82 selected basins of the Alto Adige Province, north-eastern Italy. By combining historical information on event-based debris-flow volumetric deposition and high-resolution (LiDAR-derived) digital topography we are able to (i) characterize the principal topographic conditions at which debris-flow initiation, transportation, and deposition operate; (ii) detail debris-flow sediment transfer across spatial scales; and (iii) identify lithologic dependences on debris-flow activity. For the first time, we show that basin-wide specific sediment yield describes a negative scaling relation with drainage area, which in turn, is strongly controlled by dominant bedrock geology and the abundance of Quaternary deposits.*

Keywords: Debris flow, LiDAR topography, lithology, sediment yield, north-eastern Italian Alps

**1. Introduction**

Debris flows are catastrophic agents of sediment transfer in mountain drainage basins, they dominate topographic change and sediment dynamics in steep, low-order streams (Benda and Dunne, 1997a and b;

25 Bovis and Jakob, 1999; Stock and Dietrich, 2006), and represent serious hazards to residential areas and  
26 infrastructures (Jakob and Hungr, 2005). In the sediment cascade of mountain environments, debris flows  
27 sit in a critical transition zone: they typically rework and convey landslide- and/or glacially-derived material  
28 to basin mouth, hence connecting hillslopes and low-order streams to alluvial fans and major valley floors.

29 Recent studies have closely examined debris-flow activity at the trunk channel and at the reach scale. In  
30 particular, real-time monitoring of the flow and the channel bed conditions have yielded precious insights  
31 on the physical behavior associated with single debris flow events (e.g., MacArdell et al., 2007; McCoy et  
32 al., 2010). In addition, basin-wide photogrammetric studies have documented hillslope-channel  
33 connectivity conditions favoring debris flow occurrence (Schlunegger et al., 2009) and the associated  
34 sediment dynamics at the seasonal and annual scale (Berger et al., in press). At the regional scale,  
35 environmental controls on debris-flow activity and its contribution to the whole sediment cascade is less  
36 understood (Slaymaker, 1987) and has not been quantified. For example, an appraisal of the lithological  
37 impact on debris-flow sediment transfer is limited to studies based on aerial photo interpretation with  
38 partial ground truthing (Sterling and Slaymaker, 2007) or has been applied to a single flood (Rickenmann  
39 and Koshni, 2010).

40 In 1998, the Province of Bolzano (Italy) started the systematic collection of information regarding debris  
41 flows and flood events occurring in its territory. A vast research in historical archives provided additional  
42 material which complemented the newly collected data. The database collected by the Alto Adige Province  
43 represents an opportunity to examine debris-flow sediment dynamics at the regional scale in a formerly  
44 glaciated setting. In this context, the possibility arises to analyze lithologic controls as well as interactions  
45 between the distribution of glacially-derived deposits and bedrock geology. In addition, the availability of  
46 high-resolution (2.5 m) airborne LiDAR-derived DEM allows constraining topographic conditions at the  
47 spatial resolution at which geomorphic processes operate.

48 We propose to advance the current understanding of debris-flows at the regional scale by analyzing a  
49 historical database in the Alto Adige Province, north-eastern Italy, using LiDAR, field/helicopter surveys,

aerial photo interpretation, and GIS data integration. We focus on 82 debris-flow dominated mountain drainage basins covering a total area of about 260 km<sup>2</sup>. Specifically, we aim to (i) characterize the principal topographic conditions associated with debris-flow initiation, transportation, and deposition; (ii) document seasonal patterns of debris-flow occurrence; (iii) detail debris-flow sediment yield across spatial scales; and (iv) examine the role of bedrock geology on debris-flow sediment transfer.

## 2. Study area

The 7400 km<sup>2</sup> study area (Fig. 1) correspond to the territory of the Autonomous Province of Bolzano. It is crossed by the Adige, Isarco, and Rienza Rivers. Following glaciations, the main valleys exhibit steep flanks and their large bottoms were drowned by sediments. The study area is located in the inner belt of the Alpine range where metamorphic rocks prevail. They are mostly represented by gneiss, schists and phyllites and cover almost entirely the northern and western part of the province. Sedimentary, mostly calcareous, rocks dominate the dolomitic region located in the south-eastern margin whereas volcanic rocks outcrop mostly in the southernmost portion of Alto Adige. Quaternary deposits are widespread throughout the valleys. They consist of glacial and fluvio-glacial deposits, scree, landslide accumulation and alluvial fans.

Quaternary glaciations have strongly influenced geomorphic conditions in the north-eastern Italian Alps and continue to influence debris flow activity. High-relief alpine glacial landforms, carved into jointed and foliated rocks, are affected by rapid degradation processes which produce large volumes of loose debris feeding steep channels where debris flows typically trigger. Another major debris source is unconsolidated Quaternary glacial deposits and colluvium. Shallow instability phenomena involving these materials represent an important mechanism for the recharge of debris flow channels and, sometimes, debris slides may directly mobilize into debris flows.

Seasonal distribution of precipitation is continental with summer maximum in the northern part of the province while moving south, spring and autumn maxima progressively become dominant at lower elevations. Snow cover may persist 'till May at high altitudes (> 2000 m a.s.l.) but snow melting is not a



75 decisive factor for debris flow triggering except in rare cases. Most debris flows are triggered by heavy  
76 summer rainstorms associated to convective fronts (Berti and Simoni, 2005; Gregorette and Dalla Fontana,  
77 2008).

78

## 79 2.1. The historical debris-flow inventory

80 Historical information on debris flow activity is stored in the integrated informative system ED30 compiled  
81 by the Autonomous Province of Bolzano (ED30). ED30 was developed following the needs of risk prevention  
82 and mitigation. It contains information about more than 1300 debris flow events which were gathered from  
83 a number of archives dating back to the 16<sup>th</sup> century. Since 1998 debris flow events are systematically  
84 measured and recorded by the local hydraulic authority on the base of field traverses, helicopter flyover,  
85 and aerial photographs. Detailed field data are available for 466 events occurred between 1998 and 2009.  
86 Information include location and time of occurrence, field and helicopter-based photos, as well as spatial  
87 information about the initiation area, the flow channel (erosion reach, equilibrium reach and deposition  
88 reach) and the inundated area together with an estimate of the deposited volume. For events occurred  
89 before 1998 (947 records), information are much less detailed and include mapping in 74 cases and  
90 estimation of the deposited volume only in 44 cases.

91 The dataset can be considered complete for the last twelve years (1998 to 2009) except for a systematic  
92 censoring of smaller events. For example, events delivering only few hundred cubic meters of sediment  
93 slurry may remain confined within the headmost reaches of the channel system, they are possibly washed  
94 out by subsequent fluvial activity and remain undetected.

95

## 96 2.2. Basin selection

97 Basin selection was conducted so to cover the physiography as well as the main lithological groups of the  
98 entire Province. In order to ensure the most complete historical record, each basin was also selected by

favoring sites with greater ease of access/proximity to infrastructures. Basins with no events recorded between 1998 and 2009 were not included, it follows that our case studies represent a sample within the population of most active basins in the Province for the study period. The foregoing criteria led to the selection of 82 debris flow-prone watersheds scattered across the rugged terrain of the Alto Adige Province (Fig. 1). The number of recorded events ranges between 1 and 16 per basin, of which, at least one record reports detailed spatial information about erosion, transport, and deposition processes. Study basins span the typical sizes of debris flow basins and range from a few hectares to approximately 10 km<sup>2</sup> (Jakob, 2005). A summary of the main morphometric parameters related to debris-flow activity at the basin scale are reported in Table 1.

### 3. Methods

To characterize the magnitude and frequency of debris flows we plot the probability density function (PDF) in relation to debris-flow size (Figure 2); we perform this analysis for the substantially complete record (1998-2009) and the whole historical dataset. The probability density function is defined as:

$$p(V_{DF}) = \frac{1}{N_{DFtot}} \frac{N_{DFbin}}{\Delta V_{DF}}$$

where  $N_{DFtot}$  is the total number of events reported in the inventory;  $N_{DFbin}$  is the number of events with volume between  $V_{DF}$  and  $V_{DF} + \Delta V_{DF}$ . The bin-width  $\Delta V_{DF}$  is logarithmically equally-spaced (i.e., 7 bins per order of magnitude). This statistical tool has been extensively used in the literature to characterize the self similarity of landslide distributions across sizes. The magnitude-frequency relation of mass wasting processes can be summarized by power-law relations. Evidences that the frequency of medium to large landslides decays as an inverse power function of landslide area have been long acknowledged; however, this trend typically does not hold for the low-magnitude high-frequency spectrum, and the relation exhibits a kink or rollover, whose meaning has been interpreted in a number of ways (e.g., Hovius et al., 1997; Stark and Hovius, 2001).

123 To evaluate debris flow mobility across landscape components we use the notion of topographically-related  
124 geomorphic process domains in the area-slope space (Figure 4), and debris flow sediment yield (Figures 5-  
125 7). Local slope gradient and contributing drainage area have been employed extensively to examine  
126 topographic controls on drainage basin geomorphic functioning (e.g., Miller, 1958; Patton and Schumm,  
127 1975). More recently, plots of the logarithms of local slope gradient vs. contributing drainage have been  
128 used to delineate topographically-related geomorphic process domains (Montgomery and Foufoula-  
129 Georgiou, 1993). Geomorphic process domains are defined as topographic zones wherein one or more of  
130 Earth surface processes prevail for the detachment and transport of mass. In this context, area and slope  
131 represent first-order approximations to the conditions at which processes function. Area-slope plots were  
132 automatically extracted from a 2.5-m gridded DEM. Slope was computed using the steepest descent  
133 algorithm and contributing area using the D8 single-flow accumulation algorithm (Garbrecht and Martz,  
134 1997).

135 To calculate debris flow yield by single events (Figure 5), the contributing area was calculated at the lower  
136 end of the transportation and the deposition zone of each debris flow. Deposited volume was then  
137 summed across logarithmically equally-spaced contributing area bins (7 bins per order of magnitude). Mass  
138 values were obtained after multiplying landslide mobilized volumes by a bulk density of  $2000 \text{ kg/m}^3$ . This  
139 value seems appropriate considering that debris flows in the area mobilize preferentially glacigenic and  
140 landslide-derived debris, for which bulk density values range between  $1850$  and  $2150 \text{ kg/m}^3$  (Bell, 1981;  
141 Williams, 1982). Debris flow specific sediment yield is expressed in  $\text{Mg/km}^2/\text{year}$ .

142 Because of the relatively coarse resolution of geological mapping, which varies between 1:50,000 and  
143 1:100,000 across the Province, attribution of bedrock geology at the single event scale cannot be pursued.  
144 Dominant bedrock geology is attributed at the basin scale adopting the following classification scheme: (i)  
145 granites and gneiss; (ii) limestones and dolomite; (iii) schists and phyllites; (iv) marls and siltstones; and (v)  
146 volcanics. Basins in which the abundance of colluvial and glacigenic deposits (as inspected from LiDAR-  
147 derived shaded relief) was overwhelming were assigned to the category "Quaternary deposits". The spatial  
148 distribution of bedrock geology/surficial materials in the upper half of each basin was decisive for the

149 assignment of the basin-wide geology labeling. This classification allows exploring the impact of main  
150 lithological types on debris flow sediment yield calculated at the basin scale (Figures 6 and 7).

151 Sediment yield at the basin scale was calculated by summing the volumes of debris deposited by all events  
152 occurred during the study period in a given basin. This value was then multiplied by a bulk density of 2000  
153 kg/m<sup>3</sup>, hence divided by the drainage area of the study basin and the relevant time window (i.e., 12 years).

154

## 155 4. Results and Discussion

### 156 4.1. Debris-flow size and seasonality

157

158 Debris-flow recorded in the Alto Adige Province span across five orders of magnitude, with a single power-  
159 law relation that is able to fit events larger than 1000 m<sup>3</sup> (Figure 2). Integration of the inventory associated  
160 with the 1998-2009 period and the complete historical inventory allows refining and stabilizing the heavy  
161 tail of the distribution associated with high-magnitude low-frequency events around a negative scaling  
162 exponent of 1.7. This value, which indicates a steeply decaying relation, testifies of the dominance of small-  
163 to medium-sized events in the whole population of volumes mobilized or deposited (Brardinoni and  
164 Church, 2004; Stark and Guzzetti, 2009).

165 Since the pioneering work of van Stejn (1996), no other studies have reported debris flow frequency-  
166 magnitude curves on a regional basis. Prior studies, which have examined debris flows and landslides  
167 together, have documented the existence of a rollover in the magnitude-frequency relation and have  
168 attributed this pattern to (i) a shift between cohesion-limited and friction-limited events (e.g., Stark and  
169 Hovius, 2001; Guzzetti et al., 2002; Van Den Eckaut et al., 2007) and/or (ii) landslide visibility thresholds  
170 associated with aerial photo identification during compilation of inventories (e.g., Hovius et al., 1997;  
171 Brardinoni and Church, 2004). Interestingly, our relation exhibits an inflection, rather than a rollover.  
172 Because we are considering channelized debris flows only, the former explanation for the inflection point  
173 centered at about 1000 m<sup>3</sup> can be ruled out. Incidentally, this value agrees with landslide and debris-flow

visibility thresholds documented in rugged forested terrain of coastal British Columbia (i.e., 650 m<sup>2</sup> which corresponds to a volumetric threshold of about 1500 m<sup>3</sup>; Brardinoni et al., 2003). In our case, small debris flows have limited mobility and likely stop in temporary storage sites along the channel network where they can be reworked by fluvial activity or become incorporated into full-channel catastrophic events.

For the period 1998-2009, the overall volume deposited by debris flows and recorded in the ED30 inventory equals about  $2.3 \times 10^6$  m<sup>3</sup>, which corresponds to approximately  $2 \times 10^5$  m<sup>3</sup>/yr. Not surprisingly, the vast majority of this volume is mobilized during intense convective summer storms. In particular, monthly frequencies exhibit normal distributions centered in the month of July, both in terms of number of events and associated volume deposited (Figure 3). Interestingly, a secondary peak is observed in November. Likely, this subpopulation of events is triggered by long-duration low-intensity precipitations associated to frontal systems, which originating from the Atlantic Ocean, reach the Alps.

185

#### 186 4.2. Topographic characterization of shallow rapid failures

187

The high-resolution digital topography in conjunction with the detailed mapping of debris flows (ED30) and a sample of debris slides that we mapped within the selected study basins allows documenting the spatial scales at which these two types of mass wasting processes interact. Debris slides operate in the landscapes across five orders of spatial scales. They initiate at drainage areas comprised between  $10^{-5}$  and  $10^{-1}$  km<sup>2</sup> and slopes steeper than 50% (Figure 4a), and deliver material at areas smaller than approximately 10 km<sup>2</sup> and slopes higher than 20%. Debris slides interaction with alluvial fans is limited, in that they convey material at locations characterized by higher slope gradients, although a cluster of events plots within the boundaries of fan apices (Figure 4a).

Debris flows are triggered at relatively higher drainage areas ( $10^{-3} - 10^0$  km<sup>2</sup>; Figure 4b). This finding agrees with the notion that channelized debris flows can initiate directly on hillslopes as debris slides, or in low-order streams as a result of destabilization of in-channel colluvial deposits. The former typology is

199 associated with lower drainage areas and higher slope gradients than in-channel ones. Interestingly, debris  
200 flows initiating at the confluence between first and second order streams plot as a distinct cluster in the  
201 area-slope space. In comparison with debris slides, the deposition zone of debris flows is sharply bounded  
202 between 0.2 and 10 km<sup>2</sup>, which roughly coincides with the spatial scale of alluvial fans (Figure 4b).  
203 However, slope gradient shows that deposition can start at steeper values, along channel reaches located  
204 upstream of fan apices.

205

#### 206 4.3. Debris-flow sediment dynamics and lithologic controls

207

208 Specific sediment yield as a function of drainage area (Figure 5a) exhibits a monotonic increase between  
209 0.2 and 1 km<sup>2</sup>, reaches a plateau between 1 and about 9 km<sup>2</sup>, and decreases sharply at greater contributing  
210 areas. This pattern agrees with the topographic delineation of debris-flow scales of transport and  
211 deposition detailed in section 4.2. In particular, highest sediment yield values correspond to the position in  
212 which the vast majority of alluvial fans are located within the landscape. The declining limb of the scaling  
213 relation coincides with the fan termini of the largest basins considered and with the floors of higher-order,  
214 formerly glaciated valleys (e.g., Venosta Valley) currently dominated by fluvial transport. Postglacial  
215 sediment storage area was mapped via interpretation of LiDAR-derived shaded relief in the study basins; its  
216 trend as a function of drainage area (Figure 5b) depicts preferential scales of sediment deposition since  
217 deglaciation. The scaling relation closely mirrors the domain of activity of currently-active debris flows,  
218 indicating a cumulative trend throughout the Holocene.

219 As mentioned in section 3, the ability to assign bedrock geology dominance at the basin level allows us to  
220 examine the influence of this attribute, including the abundance of Quaternary deposits, on debris flow  
221 frequency and sediment transfer (Table 2, Figures 6 and 7).

222 Annual debris flow density (ADFD) and volumetric specific sediment yield (SSY) are calculated by tallying  
223 respectively the number of events and the volumes of transported material across dominant geology

224 categories divided by relevant study areas and the twelve years considered (Table 2). Given the small  
 225 number of cases, relevant values for volcanic and marls/conglomerate lithologies are purely indicative.  
 226 Annual debris flow density displays increasingly higher values proceeding from metamorphic rocks  
 227 (granites/gneisses and schists/phyllites) to sedimentary ones (dolomite/limestones and  
 228 marls/conglomerates) to unconsolidated materials (Quaternary deposits), and finally to volcanics. This  
 229 latter category exhibits values that are about twice than those associated with harder lithotypes (Table 2).  
 230 In terms of Specific Sediment Yield, debris-flow activity describes a hierarchy that mimics a more sound  
 231 ranking of bedrock geology strength; that is, SSY values are lowest in terrain underlain by granites/gneisses,  
 232 increase progressively for dolomites/limestones and schists/phyllites, and become an order of magnitude  
 233 in volcanic terrain or in basins blanketed with Quaternary deposits. It is important to note that a total of  
 234 seven basins (i.e., four underlain by granites and gneisses, two by limestones and dolomite, and one by  
 235 phyllites and schists) did not record any debris-flow event in the 1998-2009 period. These basins tend to  
 236 deflate the values of debris flow activity between lithological categories. In this context, a more robust  
 237 evaluation should derive from basin-wide sediment yield data stratified by lithologies, which by definition  
 238 include basins that have experienced debris-flow events between 1998 and 2009.

239 The scaling relation of volumes deposited by basin describes a positive power-law relation (Figure 6a),  
 240 which in terms of specific sediment yield translates into a negative one (Figure 6b). Considering trends by  
 241 lithological types, basins dominated by Quaternary surficial materials describe a cluster that plots above  
 242 the bedrock geology envelope (Figure 6 and 7a). This cluster exhibits the greatest spread across the study  
 243 basins, a spread that we interpret being associated to the variability of the distribution of Quaternary  
 244 deposits within a given basin in terms of positioning and thickness.

245 Within the strictly bedrock-geology envelope, phyllites/schists-dominated basins sit at the upper limit of  
 246 granites/gneisses relation (Figure 6, 7b, and 7c); this pattern concords with an intuitive bedrock erodibility  
 247 hierarchy. Apparently, basins underlain by limestones/dolomite describe a trend that is discordant with the  
 248 general scaling relation (Figure 6 and 7d). In particular, specific sediment yield associated with these  
 249 lithologies describes a markedly stronger negative relation (scaling exponent = -1.07), compared to the

250 other three considered (scaling exponent comprised between -0.22 and -0.71). We attribute this trend to  
251 increasingly loss of water to subsurface (e.g., cave systems), which subtracts water (hence transport  
252 capacity) to debris-flow dominated basins and buffers the intensity of convective storms. This  
253 interpretation will have to be confirmed with further investigations and requires more detailed information  
254 on bedrock geology and local karst geomorphology.

255 Because debris flows sit somewhere in between floods and landslides, with sediment concentration ranging  
256 within narrow limits (e.g., Takahashi, 1991); the foregoing scaling relations can be partly explained by scale  
257 dependences in hydrology. Once the triggering conditions are reached, it is legitimate to expect some  
258 proportionality between runoff and transported sediment. A number of hydrological studies have shown a  
259 tendency for flood magnitude and peak discharge to follow power law scaling relations with exponent  
260 ranging between 0.6 and 0.9 (e.g., Blöschl and Sivapalan, 1997; Gupta and Dawdy, 1995; Vivoni et al.,  
261 2007). In this context, mean annual floods tend to yield significantly lower exponents ( $0.4 \div 0.6$ ) for events  
262 of highest intensity, low exponents being usually attributed to the limited spatial extent of such events. In  
263 this perspective, the observed scale-dependency of debris flow volume and specific sediment yield (1998-  
264 2009) well relates to the above mentioned exponents (i.e., exponents  $-0.07 \div 0.80$  in the volume-area  
265 relationship corresponding to  $-1.07 \div -0.22$  in the SSY-area one).

266 In case of alpine debris flows, in fact, triggering rainfalls are often represented by thunderstorms (Berti and  
267 Simoni, 2005; Gregoretti and Dalla Fontana; 2008) whose extreme spatial variability likely generates runoff  
268 scale-dependence also in small catchments. The interaction of catchment response (or concentration) time  
269 and storm duration gives further reason for the observed behaviour.

270 The reduced scatter shown by lithologically stratified data (Fig. 7) compared with the entire data set (Fig.  
271 6b) is also possibly explained by the hydrologic response to thunderstorms which is dominated by runoff  
272 and therefore strongly dependent on basin internal properties such as dominant geology. The scaling  
273 relation of volumes and SSY by basin is likely influenced also by morphological factors. As the basin area  
274 becomes bigger, in fact, the downslope-directed cascade of sediment transfer becomes longer and more



275 articulated. A higher number of low-order sub-basins and decreasing slope of streams with drainage area  
276 create increasing opportunities for debris flows to deposit part of their sediment load in storages located  
277 upstream the fan apex. Clearly, there is a complex interplay between individual processes controlling the  
278 relationship between volumes deposited by debris flows and basin scale. Nonlinear processes, including  
279 threshold effects, and the role of rainfall variability require further analysis.

280 Nevertheless, based on our examination, scale dependence of deposited volumes consistently follow  
281 power law relations with exponents smaller than 1 over the range of catchment areas typically dominated  
282 by debris flows (i.e.,  $0.1\div 10\text{ km}^2$ ). Hydrological and morphological processes qualitatively give reason of the  
283 observed relations while the influence of the lithological factor is demonstrated by significantly different  
284 scaling relations owing to the specific geologic contexts present within the study area.

285

## 286 5. Summary and Conclusions

287 We have examined a well-documented inventory describing debris flow activity in the Alto Adige Province  
288 of Italy. The historical information has been analysed in the topographic and lithologic context with the aid  
289 of a high-resolution LiDAR-derived DEM, and aerial photo interpretation. Debris-flow events span across  
290 five orders of magnitude, with a single power-law relation that is able to fit events larger than  $1000\text{ m}^3$ . At  
291 smaller scale, the frequency-magnitude relationship exhibits an inflection likely associated to small events  
292 of limited mobility which deposit in temporary storage areas located along the stream network upstream of  
293 the depositional fan. The power-law exponent is relatively high, indicating the dominance of small or  
294 medium magnitude events in the erosion budget.

295 Detailed mapping of debris flows allowed to document the spatial distribution across the landscape. Debris  
296 flow triggering occurs at relatively high drainage areas ranging preferentially between  $10,000\text{ m}^2$  to  $1\text{ km}^2$ ,  
297 though frequent episodes locate at smaller scales in association with debris slides. The deposition zone of  
298 debris flows is sharply bounded between  $0.2$  and  $15\text{ km}^2$ , which roughly coincides with the spatial scale of  
299 alluvial fans. Here too there are exceptions which demonstrate that deposition can start at steeper values,

300 along channel reaches located upstream of fan apices. More in general, the scaling relation between  
301 postglacial sediment storage and drainage area closely mirrors the domain of activity of currently active  
302 debris flows, indicating a cumulative trend throughout the Holocene.

303 The analysis of debris flow activity at basin scale strongly support the role of dominant bedrock geology.  
304 Though, in this case, the historical information cannot be considered complete for each single basin and  
305 relations include some scatter, the debris flow density ( $\text{No}/\text{km}^2/\text{yr}$ ) and the volumetric specific sediment  
306 yield ( $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ ) clearly display increasingly high values proceeding from harder to softer rocks which  
307 concords with an intuitive erodibility hierarchy. A notable peak is observed for basins whose bedrock is  
308 largely covered by quaternary deposits (talus cones and glacial deposits) where values are about twice  
309 (in terms of debris flow density) and one order of magnitude greater (in terms of deposited volumes) than  
310 those associated with harder lithotypes. For all lithological types, the volume mobilized by debris flows  
311 shows a clear positive scaling relation with basin area which is instead negative if specific sediment yield is  
312 considered. The control operated by dominant bedrock geology and the abundance of Quaternary deposits  
313 is confirmed by significantly different scaling relations pertaining to the considered geologic categories. The  
314 nature of the triggering factor, represented by short and intense convective rainstorms, and the scale-  
315 dependent hydrologic response of the mountain catchment could explain, together with increasing  
316 availability of possible storages, the observed negative scaling relation of specific sediment yield with  
317 drainage area.

#### 318 *List of Figures*

- 319
- 320 Figure 1. Study basins within the Alto Adige province.
- 321 Fig. 2. Regional magnitude-frequency relation.
- 322 Fig. 3. Monthly distribution of debris flow events and deposited volumes.
- 323 Fig. 4. Slope-area plots showing the domains of (a) debris flow erosion, transportation, and deposition; and  
324 (b) landslide initiation and runout zones in relation to the location of alluvial fans. Note that debris slides  
325 typically initiate at smaller drainage areas than debris flows and are present in the landscape across five  
326 orders of magnitudes.
- 327
- 328 Figure 5. (a) Debris-flow sediment yield; and (b) postglacial sediment storage areas across spatial scales of  
329 the study basins.

330  
331 Figure 6. General scaling relations of debris flow activity (1998-2009) expressed as (a) total volume of debris  
332 deposited; and (b) specific sediment yield.

333  
334  
335 Figure 7. Lithology-specific scaling relations of debris flow activity.  
336

337

#### 338 *List of Tables*

339 Table 1. Morphometric summary of the 82 study basins.

340 Table 2. Number of debris flow events and associated volumes of deposited debris across dominant  
341 geology categories (1998-2009).

342

343

344

345

346

347

348

349

350

351

#### 352 *References*

353

354 Bell, F.G., 1981. Engineering Properties of Soils and Rocks, Butterworths, Sevenoaks, UK.

355

356 Benda, L., Dunne, T., 1997a. Stochastic forcing of sediment supply to channel networks from  
357 landsliding and debris flow. Water Resources Research 33 (12), 2849–2863.

358

359 Benda, L., Dunne, T., 1997b. Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks.  
 360 Water Resources Research 33 (12), 2865–2880.  
 361

362 Berti M. and Simoni A., 2005. Experimental evidences and numerical modelling of debris flow initiated  
 363 by channel runoff. Landslides, vol. 2, n. 3, 171-182.  
 364

365 Blöschl, G. and Sivapalan, M., 1997. Process controls on regional flood frequency: Coefficient of  
 366 variation and basin scale, Water Res. Resour., 33(12), 2967–2980, 1997.  
 367

368 Bovis, M., Jakob, M., 1999. The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. Earth  
 369 Surface Processes and Landforms 24 (11), 1039–1054.  
 370

371 Brardinoni, F., Church, M., 2004. Representing the landslide magnitude–frequency relation, Capilano  
 372 River Basin, British Columbia. Earth Surface Processes and Landforms 29 (115–124).  
 373

374 Brardinoni, F., O. Slaymaker, and M.A. Hassan, 2003. Landslide inventory in a rugged forested  
 375 watershed: a comparison between remotely sensed and field survey data, Geomorphology, 54, 179-  
 376 196.  
 377

378 Garbrecht, J., and L.W. Martz, 1997. The assignment of drainage direction over flat surfaces in raster  
 379 digital elevation models, J. Hydrol., 193, 204-213.  
 380

381 Gregoretti C. and Dalla Fontana G., 2008. The triggering of debris flow due to channel-bed failure in  
 382 some alpine headwater basins of the Dolomites: analyses of critical runoff. Hydrological Processes,  
 383 22(13): 2248–2263. doi: 10.1002/hyp.682.

384

385 Gupta, V. K., and D. R. Dawdy, 1995. Physical interpretations of regional variations in the scaling  
386 exponents of flood quantiles, *Hydrol. Process.*, 9, 347-361.

387

388 Guzzetti, F., Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Reichenbach, P., 2002. Power-law correlations of landslide  
389 areas in central Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 195, 169–183.

390

391 Hovius, N, C.P. Stark, and P.A. Allen, 1997. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide  
392 mapping, *Geology*, 25, 231-234.

393

394 Jakob M., 2005a. A size classification for debris flows. *Engineering Geology*, 79 (2005): 151–161.

395

396 Jakob M., 2005b. Debris-flow hazard analysis. In: “Debris-flow Hazards and Related Phenomena”.

397 Jakob M. and Hungr O. eds., Springer Praxis Books, 2005, 411-443, DOI: 10.1007/3-540-27129-5\_17.

398

399 MacArdell, B.W., Bartelt, P., Kowalski, J., 2007. Field observations of basal forces and fluid pore  
400 pressure in a debris flow. *Geophysical Research Letters* 34 (7), 4 pp., doi:10.1029/2006GL029183.

401

402 Miller, J.P., 1958. High mountain streams: Effects of geology on channel characteristics and bed  
403 material, Memoir 4, State Bureau of Mines and Mineral Resources, New Mexico Institute of Mining  
404 and Technology, Socorro, New Mexico, 53 pp.

405

406 Montgomery, D.R., and E. Foufoula-Georgiou, 1993. Channel network source representation using  
407 digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 29, 3925-3934.

408

409 Patton P.C., and S.A. Schumm, 1975. Gully erosion northwestern Colorado: a threshold phenomenon,  
 410 Geology, 3, 83-90.  
 411  
 412 Rickenmann D. and Koschni A., 2010. Sediment loads due to fluvial transport and debris flows during  
 413 the 2005 flood events in Switzerland. Hydrol. Process. 24, 993–1007 (2010). DOI: 10.1002/hyp.7536.  
 414  
 415 Schlunegger, F., Badoux, A., McArdell, B.W., Gwerder, C., Schnydrig, D., Rieke-Zapp, D., Molnar, P.,  
 416 2009. Limits of sediment transfer in an alpine debris-flow catchment, Illgraben, Switzerland.  
 417 Quaternary Science Reviews 28 (11-12, Sp. Iss. SI), 1097–1105. doi:10.1016/j.quascirev.2008.10.025.  
 418  
 419 Slaymaker, O., 1987. Sediment and solute yields in British Columbia and Yukon: their geomorphic  
 420 significance re-examined, in International Geomorphology, edited by V. Gardiner, Part I, 925-945 pp.,  
 421 John Wiley and sons, Chichester, U.K.  
 422  
 423 Stark C.P. and Guzzetti F., 2009. Landslide rupture and the probability distribution of mobilized debris  
 424 volumes. Journal of Geophysical Research, Vol. 114, F00A02, doi:10.129/2008JF001008, 2009.  
 425  
 426 Stark, C.P., and N. Hovius, 2001. The characterization of landslide size distributions. Geophys. Res.  
 427 Lett., 28, 1091-1094.  
 428  
 429 Sterling, S., and O. Slaymaker, 2007. Lithologic control of debris torrent occurrence, Geomorphology,  
 430 86, 307-319.  
 431  
 432 Stock, J.D., Dietrich, W.E., 2006. Erosion of steepland valleys by debris flows. Geological Society of  
 433 America Bulletin 118 (9-10), 1125–1148. doi:10.1130/B25902.1.

434

435 Takahashi T., 1991. Debris Flow. IAHR Monograph Series, Balkema, Rotterdam, 165 pp.

436

437 Van Den Eeckaut, M., J. Poesen, G. Govers, G. Verstraeten, and A. Demoulin, 2007. Characteristics of  
438 the size distribution of recent and historical landslides in a populated hilly region, Earth and Planetary  
439 Science Letters, 256, 588–603.

440

441 Van Steijn H., 1996. Debris-flow magnitude-frequency relationships for mountainous regions of central  
442 and northwest Europe. Geomorphology, vol. 15, 259-273.

443

444 Vivoni E.R., Entekhabi D., Bras R.L., Ivanov V.Y., 2007. Controls on runoff generation and scale-  
445 dependence in a distributed hydrologic model. Hydrol. Earth Syst. Sci., 11, 1683-1701,  
446 doi:10.5194/hess-11-1683-2007.

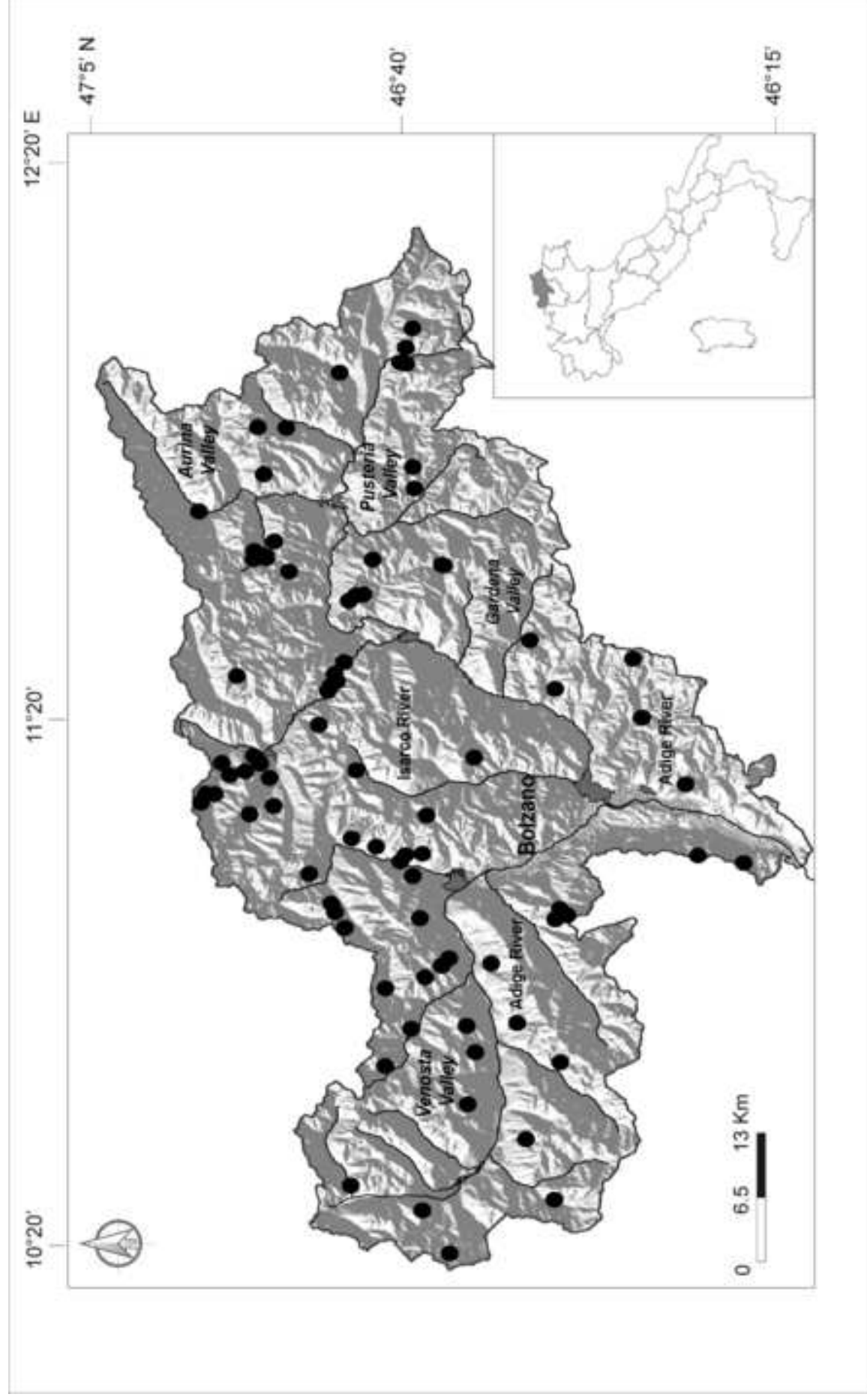
447

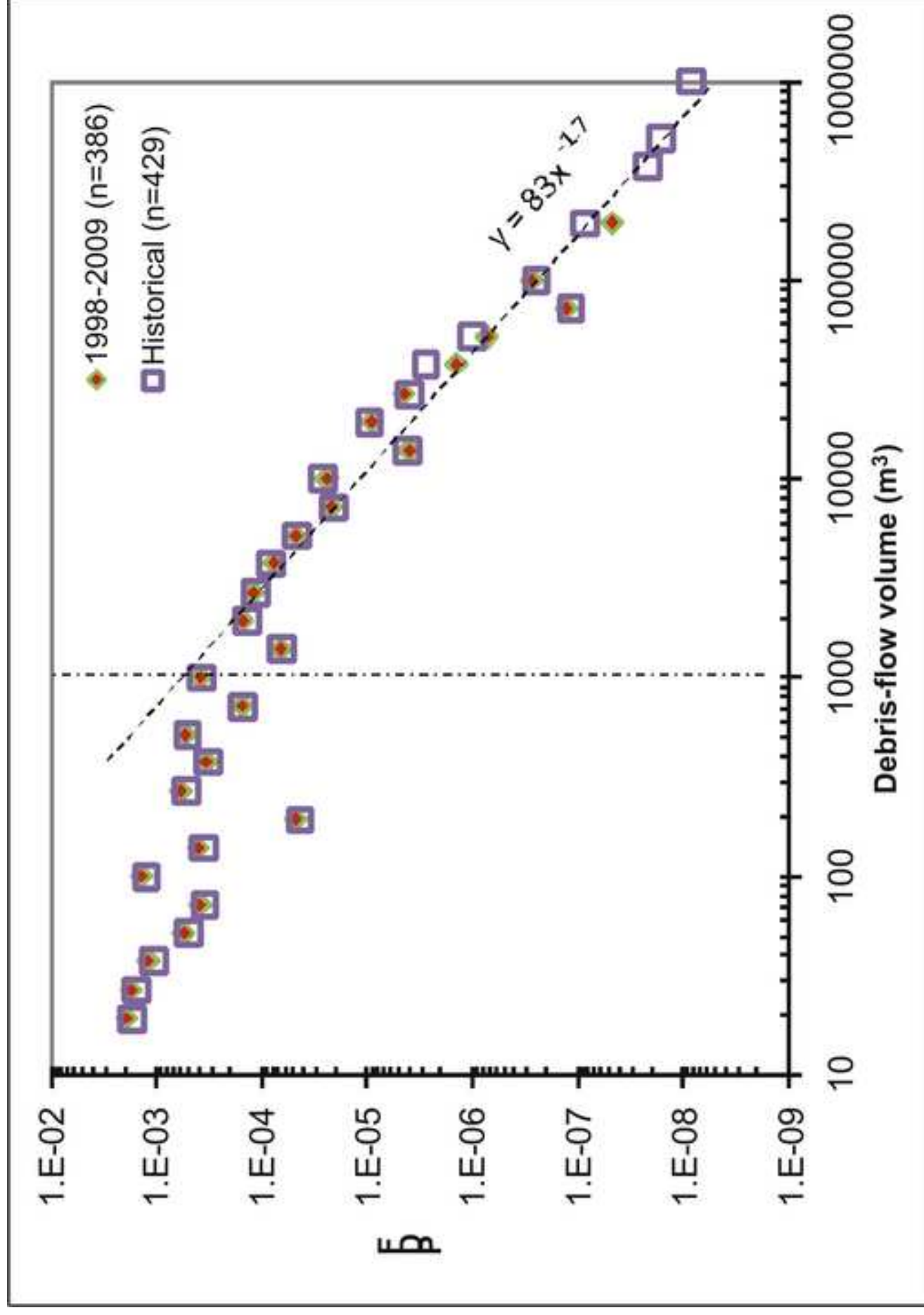
448 Williams, P.J., 1982. The Surface of the Earth: An Introduction to Geotechnical Science, Longman,  
449 London, UK.

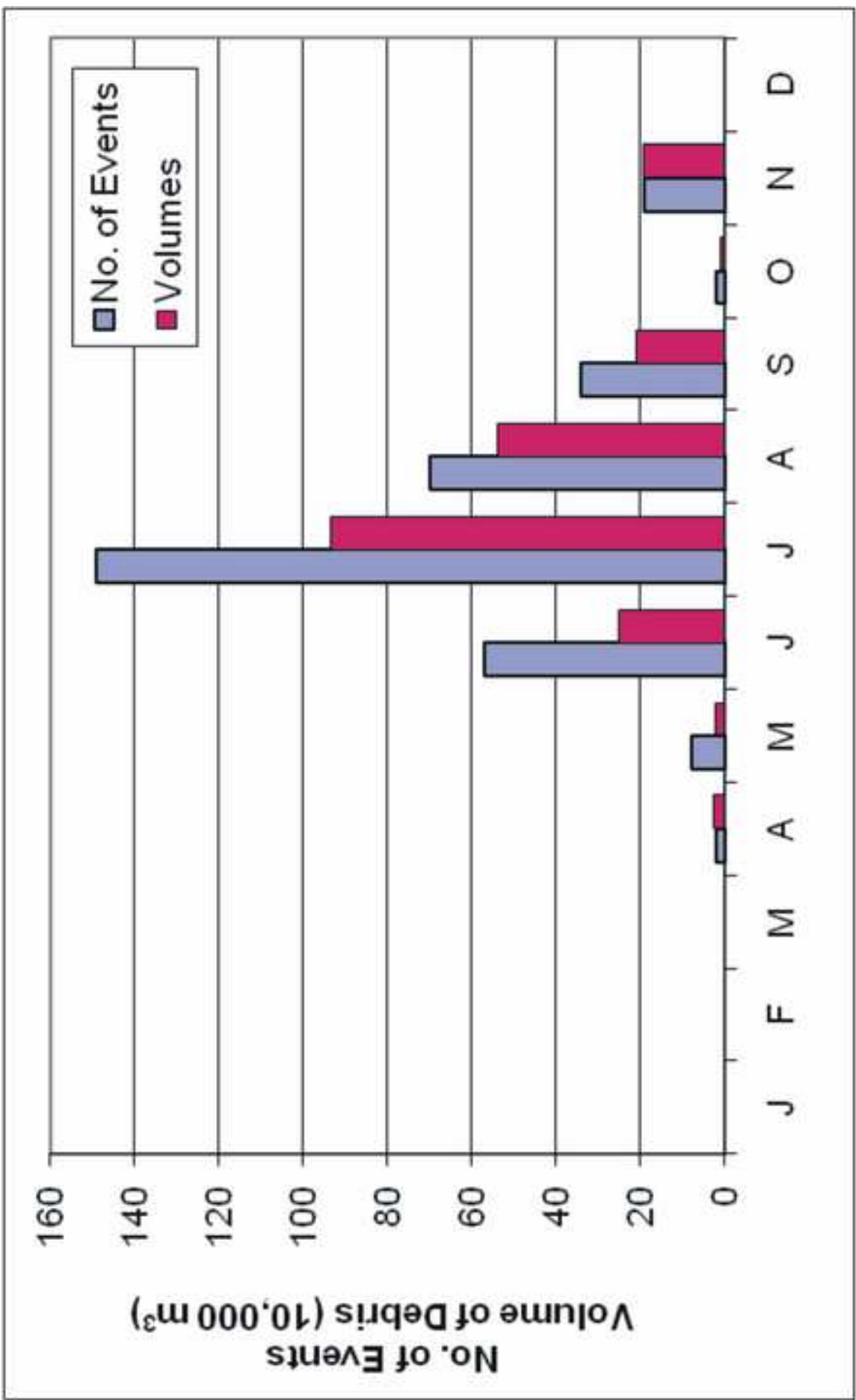
Research Highlights

- *We analyze a historical database of more than 1300 debris flow events and 82 selected basins of the Alto Adige Province, north-eastern Italy.*
- *We are able to characterize the principal topographic conditions at which debris-flow initiation, transportation, and deposition operate*
- *We are able to detail debris-flow sediment transfer across spatial scales*
- *We are able to identify lithologic dependences on debris-flow activity*
- *We show that basin-wide specific sediment yield describes a negative scaling relation with drainage area, which in turn, is strongly controlled by dominant bedrock geology and the abundance of Quaternary deposits.*









Figure

[Click here to download high resolution image](#)

Figure  
[Click here to download high resolution image](#)

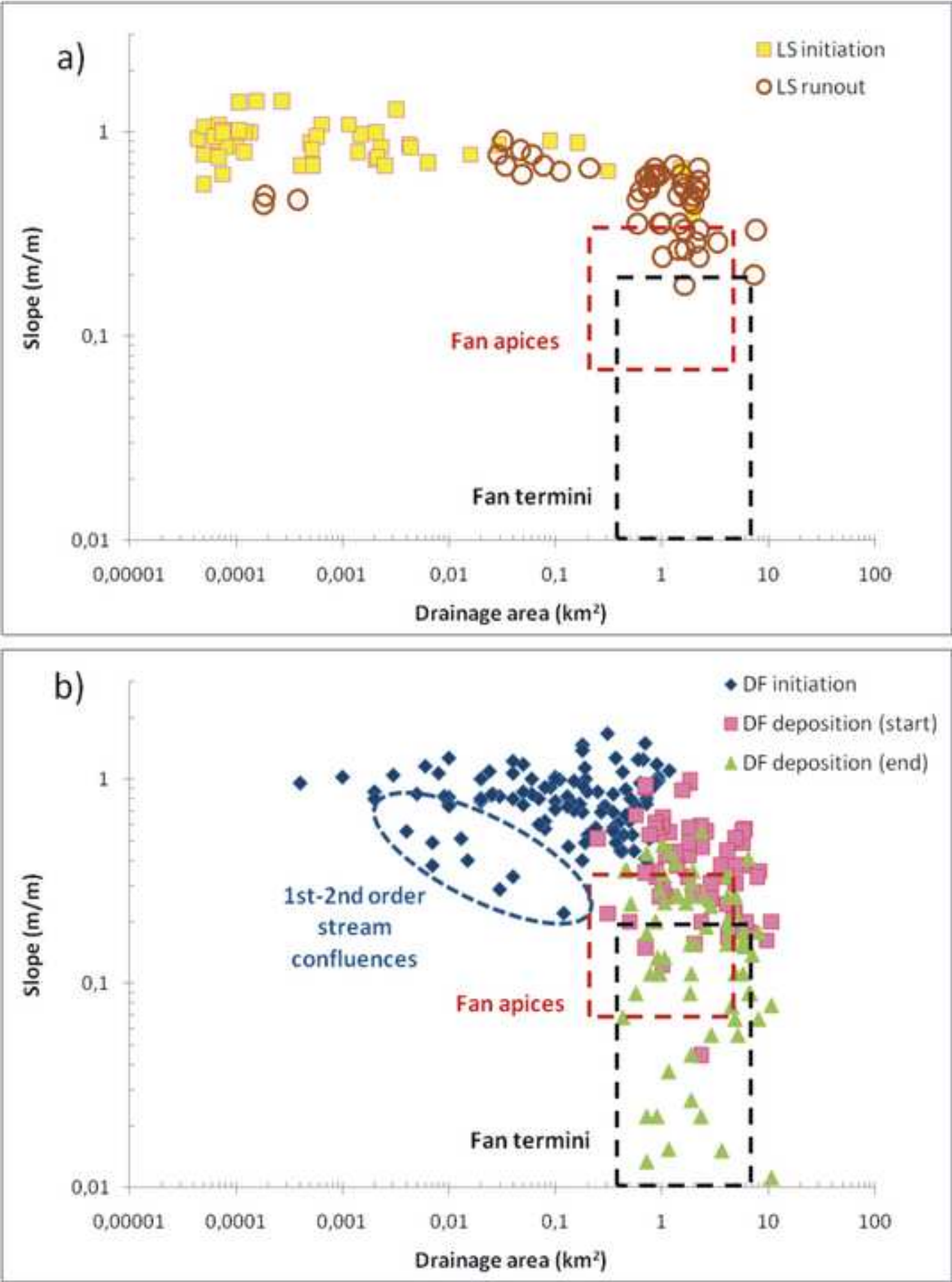


Figure  
[Click here to download high resolution image](#)

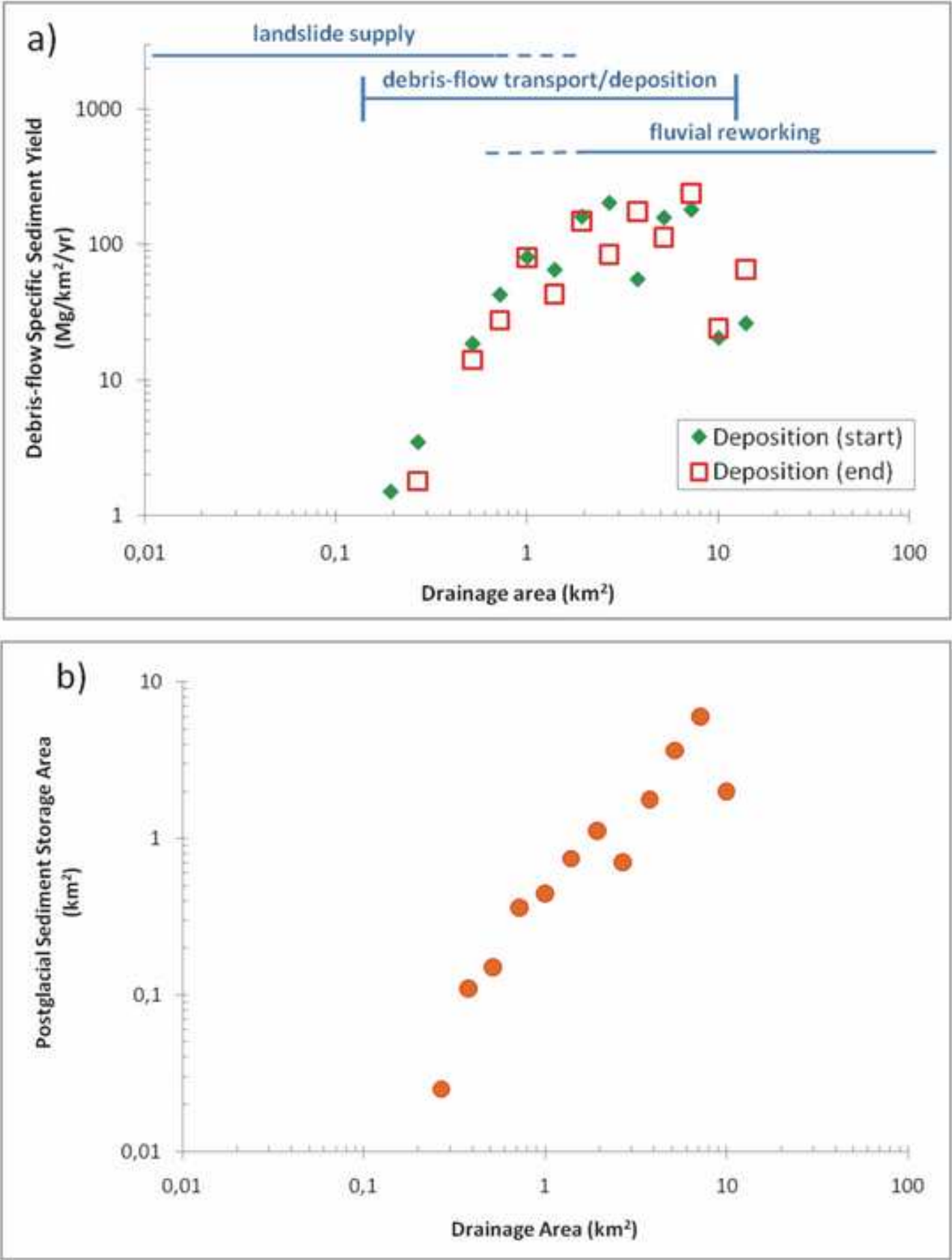
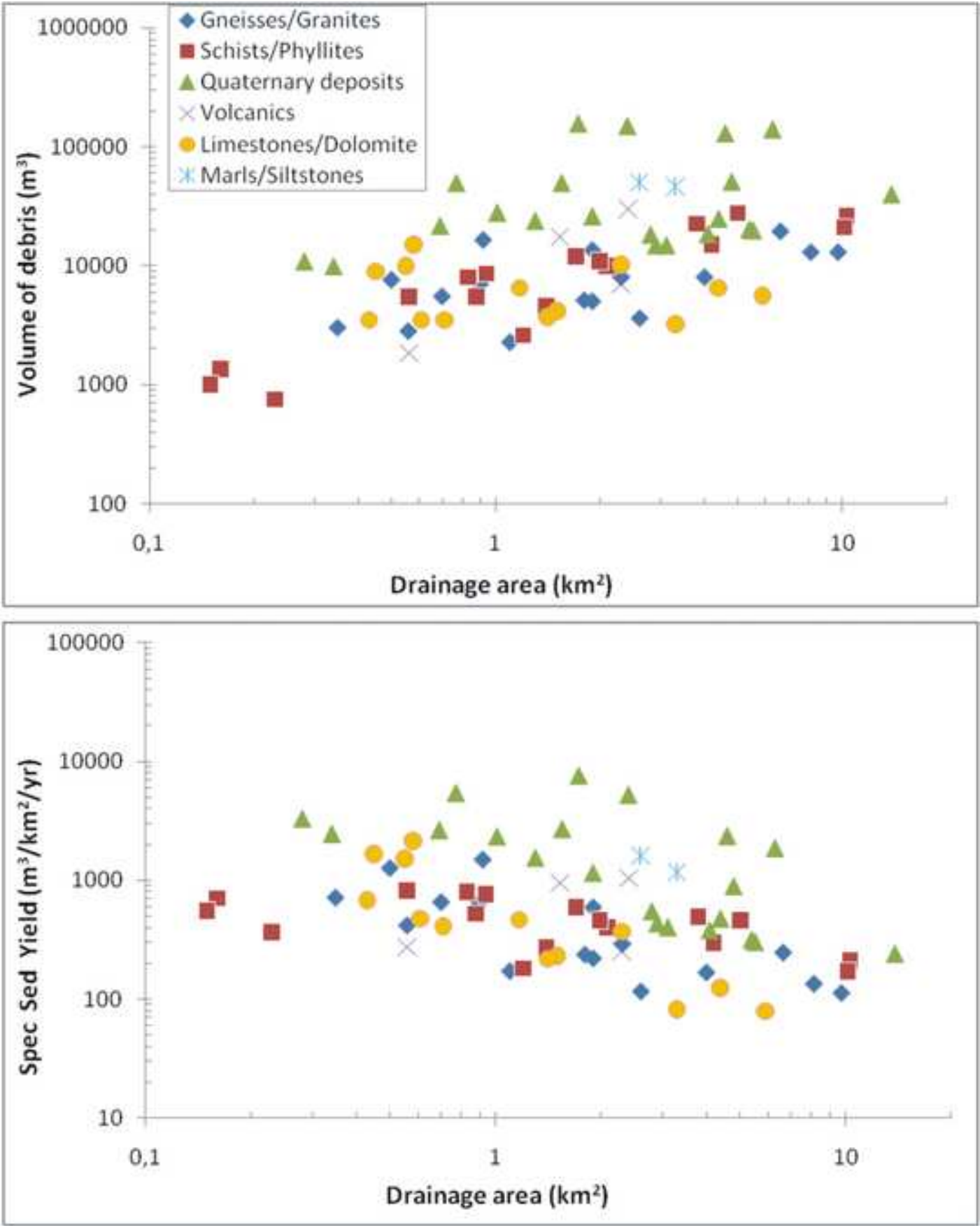
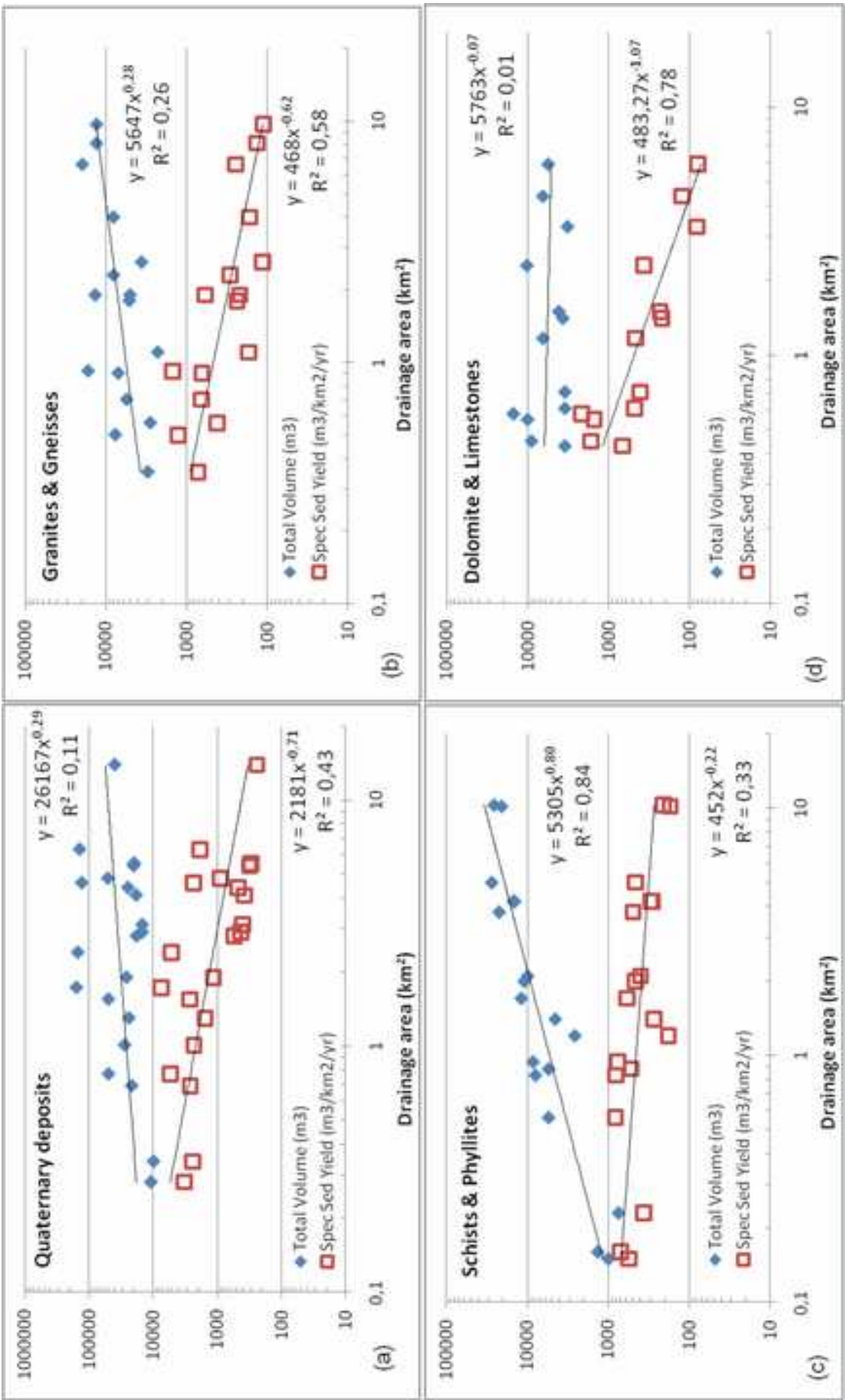


Figure  
[Click here to download high resolution image](#)







Figure

[Click here to download high resolution image](#)

Table

[Click here to download high resolution image](#)

<i>Variable</i>	<i>Mean</i>	<i>Max</i>	<i>Min</i>	<i>Std dev</i>
Basin Area (km <sup>2</sup> )	2.81	13.9	0.14	2.66
Fan Area (km <sup>2</sup> )	0.39	9.75	0.003	1.18
Maximum Basin Elevation (m)	2478	3466	1132	486
Elevation of Fan Apex (m)	1140	2247	288	400
Average Basin Slope (°)	35.04	47.6	18.8	6.94
Drainage Density (km <sup>-1</sup> )	4.8	11.2	1.4	2.31
Melton's R	1.0	2.2	0.38	0.37



No. of Basins	Study Area* (km <sup>2</sup> )	No. of Events	DF Volume (m <sup>3</sup> )	ADFD No/km <sup>2</sup> /yr	SSY m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup> /yr	Dominant Geology
20	60,3	32	119995	0,044	166	Granites & Gneisses
15	32,4	25	84400	0,064	217	Dolomite & Limestones
20	56,1	30	189560	0,045	282	Schists & Phyllites
21	69,8	66	1019016	0,079	1217	Quaternary deposits
4	6,8	8	61850	0,098	758	Volcanics
2	5,9	5	96500	0,071	1363	Marls & Conglomerates

\* Areas of alluvial fans are not included

## Capitolo 6

**Paper: Evaluation of model RAMMS performance in predicting debris flow inundated areas (Mammoliti M., Simoni A., Graf C., *Landslides*, submitted).**

Editorial Manager(tm) for Landslides  
Manuscript Draft

Manuscript Number:

Title: Evaluation of model RAMMS performance in predicting debris flow inundated areas.

Article Type: Original Paper

Corresponding Author: Maria Mammoliti

Corresponding Author's Institution: University of Bologna

First Author: Maria Mammoliti

Order of Authors: Maria Mammoliti;Alessandro Simoni;Christoph Graf

Abstract: Zoning and emergency plans require the definition of debris flow scenarios that can be defined only by means of simulations with mathematical models. To test the RAMMS code in reproducing the depositional behaviour of the events, we back-analyzed 7 debris flows, ranging in volume from 3.000 to 95.000 m<sup>3</sup>, selected from a database of documented events in alpine mountain catchments of northeastern Italy. Simulations, carried out with the support of high-resolution topographic information derived from LiDAR, used rheological characteristics  $\mu$  and  $\xi$  as calibration parameters which allowed to measure objectively the prediction reliability. Results indicate that the model is capable to reproduce the observed behavior in terms of inundated areas, by using a narrow range of rheological parameters.

Authors: Mammoliti M., Simoni A., Graf C.

Title: Evaluation of model RAMMS performance in predicting debris flow inundated areas.

Mammoliti M., Simoni A.

Università di Bologna

P.zza di P.ta San Donato 1, 40126 Bologna

Graf Christoph

Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL/FNP)

Murgänge

Zürcherstrasse 111, CH-8903 Birmensdorf

Corresponding author: Mammoliti M.

Email: Maria.Mammoliti2@unibo.it

## Abstract

Zoning and emergency plans require the definition of debris flow scenarios that can be defined only by means of simulations with mathematical models. To test the RAMMS code in reproducing the depositional behaviour of the events, we back-analyzed 7 debris flows, ranging in volume from 3.000 to 95.000 m<sup>3</sup>, selected from a database of documented events in alpine mountain catchments of northeastern Italy. Simulations, carried out with the support of high-resolution topographic information derived from LiDAR, used rheological characteristics  $\mu$  and  $\xi$  as calibration parameters which allowed to measure objectively the prediction reliability. Results indicate that the model is capable to reproduce the observed behavior in terms of inundated areas, by using a narrow range of rheological parameters.

Keywords: *debris flow, RAMMS, Voellmy rheology, back-analysis*

## Introduction

Debris flows are rapidly flowing mixtures of water, clay and granular materials often triggered by intense and localized storms in small mountain catchments. The destructive nature of debris flows is mainly due their high density, velocity and discharge. Front velocities exceeding 10 m/s have been observed (Rickenmann et al., 1999) and associated peak discharges can be one or two orders of magnitude larger than corresponding torrential floods. They are able to move large volumes of sediments from the base of steep slopes to the fan terminus where deposition typically takes place.

Debris flow hazard assessment can be based on the results of mathematical models describing the depositional process and including flow depth, velocity and impact force. Available routing models are based on one- and two-dimensional continuum mechanical equations. They generally assume simple rheological relationships to approximate the bulk behaviour of one-phase mixtures at the macroscopic scale, and neglect the actual physics of debris flows (Iverson, 1997). Nevertheless, they represent a very powerful and flexible tool for practical applications and there is a strong demand for systematic comparisons between field data and model outputs (Naef et al., 2006, Rickenmann et al., 2006) which may support conscious parameter selection and interpretation of the results.

A number of models are based on a rheological formulation for a Bingham fluid or the more generalized Herschel Bulkley representation for a viscoplastic fluid (O'Brien and Julien, 1988; Pastor et al. 2004; Rickenmann et al., 2006). Another approach is based on the Savage and Hutter equations, which have been generalized to account for mixtures (Iverson and Denlinger, 2001). The Voellmy rheology has proven to be useful for describing debris flows in one dimension (Ayotte and Hungr, 2000; Swartz et al., 2004) and has also been successfully applied to snow avalanches (Bartelt et al., 1999)

Their application requires detailed topography, volume information and rheological parameters that cannot be usually measured. Thus a back-analysis can supply precious information about rheological properties and lead to consistent predictions (Armento et al. 2007). Rickenmann et al. (2006) applied three two-dimensional models (*DFEM* model, *Herschel-Bulkley* model and *Flo-2D* model) to two large debris flow events: the results, although pointing out the need of accurate representation of the channel and fan topography, showed the models capability of reasonably reproducing the depositional pattern. Sosio et al. (2007) used the *Flo-2D* code to simulate a large

granular debris flow event. Results indicate that a back-analysis estimation of the rheological parameters is needed to satisfactorily replicate the depositional extent of the phenomenon while resulting parameters are not consistent with direct measurements performed on the finer matrix. In this work we present the results of the analysis conducted on 7 documented debris flow events which occurred since 1998, in the Province of Bolzano, Eastern Italian Alps (Fig.1). We back-analyzed the depositional behaviour of the events by using the RAMMS code. RAMMS is based on two-dimensional continuum mechanical equations which are solved for a Voellmy rheological scheme and specially developed by WSL/SLF as a practical tool for engineers in the field of avalanches and other natural hazards (Christen et al., 2010). In order to evaluate the reliability of the model at replicating alpine debris flows, we used rheological parameters as calibration factors and calibrated the model based on an objective measure of the model performance. The general behaviour of the model and its sensitivity to basic input parameters is described on the base of a large number of simulations. Results indicate that alpine debris flows (mostly granular) can be satisfactorily reproduced, by using a narrow range of rheological parameters, in terms of inundated areas. With this respect, the model demonstrates to be conservative due to the tendency to overestimate overflowing phenomena. Velocities and flow height, though not verified against field data, appear realistic and supply additional useful information for hazard assessment.

## Data description

The debris flow events used in the analysis have been extracted from the database ED30 which is an integrated informative system of documentation arose from the need of risk prevention and mitigation and created by the Department 30 for Hydraulic Engineering of the Autonomous Province Bolzano (Italy), concerning different types of fluvial phenomena in the Italian Alps region. ED30 collects both historical and topographic information: records about volumes involved are stored together with the morphometric data relatively to initiation area, flow channel (erosion reach, equilibrium reach and deposition reach) and deposition zone which, being displayed as GIS geometric elements, allow the understanding of the context in which the phenomenon took place. High resolution digital terrain models (2.5 m) derived from airborne LiDAR are also available for the entire territory of the Bolzano Province.

The events selected within the ED30 database satisfy the following criteria:

- Availability of the deposit map and estimation of the deposited volume;

- No constraint structures like bridges which may cause a reduction of the flow sections;
- No containment measures like retention basins not represented on the DEM;
- No confluence with rivers taking in charge the sediments.

Seven events that took place in five basins (three events relatively to the Lega one), with volumes ranging between 3000 and 95000 m<sup>3</sup>, were selected (fig.1) and the relative information reported in table (1). The most important are the planimetric inundated area *B* and deposited volume *V*: the first is the result of field survey performed by technicians of local authority after the event while volume is estimated based on the information about deposit map and thickness associated to mapped elements. We checked these information based on available photographic documentation which often include aerial photos taken soon after the event. In few cases, the mapped deposit was corrected, mainly to exclude areas inundated by the dilute tail of the flow or floodwater. The multimedial documentation also allowed us to verify the suitability of the digital topography to be used for numerical simulations: although acquired after the selected events took place, it was possible to run the model with the available topography as the photo analysis showed that the considered basins didn't go through relevant changes after the events.

Table (2) summarizes the main morphometric features: the watershed area above the fan apex ranges between 0.34 and 4.4 km<sup>2</sup> while the fan area varies between 0.01 and 1.22 km<sup>2</sup>. The debris flow channels are characterized by lengths which vary between 1.1 and 3 km and the associated average slope ranges between 12° and 24°.

## Methodology

### 1. RAMMS Model

The numerical model used in this study is called RAMMS (= Rapid Mass Movements), developed at the Swiss Federal Research Institute WSL/SLF for both research and practice. The tool is supposed to deliver accurate prediction of flow heights, velocities, run out distances and flow paths of rapid mass movements in natural three-dimensional terrain. Such a model is typically used for hazard analysis and hazard mapping studies. Compared to a one-dimensional model, a two-dimensional model solves the problem to predefine flow direction and flow width by the user and delivers information on flow paths and corresponding heights and velocities. Multiple modules for different mass movement processes can be selected in the same graphical user interface. Here we

back-calculated debris-flow events with an adapted version of the snow avalanche module using adjusted friction coefficients.

RAMMS is based on two-dimensional continuum mechanical equations which are solved for a Voellmy rheological scheme. The Voellmy-Salm (VS) approach splits the total basal friction into a velocity independent dry-Coulomb term which is proportional to the normal stress at the flow bottom (coefficient  $\mu$  [–]) and a velocity dependent “viscous” or “turbulent” friction (coefficient  $\xi$  [m/s<sup>2</sup>]) (Salm, 1993). The division of the total basal friction into velocity independent and dependent parts allows the modeling of rapid mass movement behaviour when the mass is flowing with a high velocity in the acceleration zone and close to stopping in the runout zone. An advanced TVD finite difference scheme solves the shallow water equations in general three-dimensional terrain (Christen et al., 2005). RAMMS solves the equations governing mass and momentum conservation in a two-dimensional, rectangular x, y coordinate system (Christen et al., 2010a). A detailed presentation of the model and case studies for dense snow avalanches are provided by Christen et al. (2010a, 2010b), and the second-order numerical solution of the governing differential equations is discussed in Kowalski (2008).

RAMMS deals the flow rheology problem with two approaches. The first one is based on the fact, that RAMMS is originally developed and tested for snow avalanche hazard mapping in Switzerland where the VS approach is part of the Swiss Guidelines (Salm et al., 1990) for avalanche runout calculations as well as in the forerunner code for avalanches, AVAL-1D (Christen et al., 2002). The VS model is judge by practitioners to be simple because of only two friction parameters and it’s proven to be numerically accurate (Sartoris and Bartelt, 2000, Gruber and Bartelt, 2007). The second approach is based on measurements at the Swiss snow avalanche test site Vallée de la Sionne (Kern et al., 2009) proving that the VS model can accurately model maximal flow heights and velocities, at least at the head of an avalanche, while velocity value evolution over the entire length of the moving mass is not well reproduced (Bartelt and Buser, 2009). Recent experimental observations of avalanche shear gradients by Kern et al. (2009) reveal that this assumption is valid only at the (avalanche) tail and presumably also valid for debris flows. To improve this facts, future versions of RAMMS will include an additional flow model that is based on the production, transport and decay of the kinetic energy of the random motion associated with the mass of the flowing solids (Bartelt and Buser, 2009). The governing differential equations for both the standard VS model and the adapted and improved model are presented in Christen et al., 2010a.



## 2. Back-analysis procedure

The calibration of the model RAMMS has been carried out through a back-analysis procedure that mainly interested the two friction coefficients  $\mu$  and  $\xi$  (tab.3), kept constant over the entire model domain. Different combinations for the two calibration parameters have been tested by proceeding with successive simulations in order to compare simulated deposit with the observed one in terms of shape and extension of the inundated area: ranges of variability have been set so that the  $\mu$  and  $\xi$  values could reflect the physical and rheological characteristics of a debris flow and thus reproduce the phenomenon in a realistic manner.

Volumes introduced in the model as input file are those stored in the ED30 database: this information is acquired as “release areas” that is hand-drawn polygons *shapefiles* which have been mapped by taking into account available information relatively to possible recorded landslides or activity that took place along involved channels. Extension and shape of release areas proved to have no great influence on final results.

It is often possible to obtain reasonable model results for some characteristics of natural debris flow: frequently only the deposition pattern is fairly accurately known, but in many cases there is very limited information of flow velocities and depth. However, most existing models have not been sufficiently tested with actual field cases (*Rickenmann* 2005). This lack of testing may be partly due to scarce data on observed debris flow parameters and to the unavailability of simple methods capable of correctly reproducing different features of the mass behaviour.

In this work, in order to verify the plausibility of the event reconstruction, a parameter has been chosen to be taken into account during the simulations results analysis step, that is velocity. Considering the information relative to debris flow velocities reported in the available literature, the obtained results have been compared with values that range between 1 and 10 km/sec (*Marchi et al.* 2002) in order to keep just the most realistic simulations.

## 3. Objective Reliability Evaluation

To evaluate the quality of the prediction performed by RAMMS, the inundated area has been taken into account as comparison element, although the model is able to produce results in terms of velocity, deposit thickness and mass energy. In particular, we adopted a binary classification of inundated areas to have each element (cell) expressed as true positive (*TP*), false positive (*FP*), or false negative (*FN*) and then combined them in a reliability index (*RI*) which is calculated as:

$$RI = \frac{TP}{TP + FN} \left( 1 - \frac{FP}{FP + TP} \right)$$

The first member, on the right hand side, represents the rate of correct prediction with respect to the actual extent of the inundated area ( $TP + FN$ ). It is reduced by a factor, varying between 1 and 0, which measures the rate of wrong predictions with respect to total predicted area ( $FP + TP$ ). The resulting index varies between 1 (all inundated area is predicted and no false prediction occurred) and 0. The index weighs equally all sources of error ( $FP$  and  $FN$ ), not giving any judgement about the relative importance of the two. Of course, different choices can be done in case of application to actual hazard zonation when the effect of wrong predictions can be considered less important than non prediction.

Much attention has also been put on the variation of  $TP$  and  $FP$  areas with regards to the observed inundated area and predicted inundated areas respectively: the trend of their variation in terms of percentage values has been plotted in the  $\mu - \xi$  space and analysed for the best comprehension of the model behaviour.

## Results and discussion

### 1. General behaviour

By varying the friction parameters within their likely range, RAMMS always reproduced the maximum observed run-out. As a first rough approximation, reasonable predictions were obtained by adopting  $\mu$  values close to the tangents of the slope angle ( $^\circ$ ) in the expected deposition area and  $\xi$  values in the range 100-500 m/sec<sup>2</sup>. Further refinement were then obtained by means of an iterative calibration procedure aimed to maximize Reliability Index (fig.2).

In general, the comparison between simulated and observed deposit for the selected cases, shows that RAMMS performs well in terms of True Positive and False Negative cell count. A large proportion of the actual deposit is correctly predicted by the model while the major source of imprecision is represented by false positive prediction which hamper the general performance as measured by the Reliability Index.

Following calibration, for all considered cases, True Positive areas, measured as a percentage of the observed deposit, exceed 55% . 100% of correct prediction has been reached for 1 cases out of

7, that is Belcolle. The extension of false positive areas largely depends upon overflow phenomena which, in their turn, are ruled by the channel geometry in the fan area and depend also on the mesh size representing the topography. Where the channel is deeply incised within the upper fan deposits, significant phenomena of unobserved overflow did not occur with obvious gain for the overall reliability of the prediction (Belcolle, Campipietra, Valburga) (fig.3).

## 2. Model Sensitivity to parameters

### 2a. Observed deposit.

In order to get a better grasp of the model sensitivity to parameter variations, we plotted TP, FP and RI values in the  $\mu - \xi$  space. RI and TP values show higher sensitivity to  $\xi$  and an elongated peaking area is observed parallel to the  $\xi$  axis (e.g., Campipietra, Valburga, Lega01). The  $\mu$  parameter, in fact, is largely responsible for the mobility of the flow in the deposition area and ultimately determines the slope angle at which the flow arrests its motion (fig.4). With this respect, the role of  $\xi$  is less pronounced though it determines similar qualitative effects with decreasing mobility for higher values.

### 2b. Flow height and velocity.

Flow velocity is influenced by both parameters.  $\mu$  exerts his effects after the peak velocity has been reached and has an inverse relationship with velocity during the phase of deceleration. The sensitivity of flow velocity to  $\mu$ , though evident, is not large and a 100 % variation of the parameter determines higher or lower velocities of 1-2 m/s at the fan apex.  $\xi$  largely affects the peak flow velocity along the diverse channel reaches. Their relationship of direct proportionality produces notable differences and an increase of the peak flow velocity up to 5 m/s can be obtained following a 100 % increase of the  $\xi$  value (fig.5). The turbulence parameter also shows strong influence on the behaviour of the simulated flow in the depositional area. In fact, the rate of deceleration of the flow increases with  $\xi$ . The effect of turbulence has proven to be somewhat complex. It has strong control on velocity and acceleration/deceleration of the flow. The effects of topography are amplified or reduced accordingly. Nevertheless, the turbulence parameter is rarely crucial for the complete arrest of the flow which is more sensitive to  $\mu$ . Turbulence probably represent the most distinct feature of a Voellmy rheology when compared to a macro-viscous Bingham-like rheology.

In terms of flow height, the influence of  $\mu$  is minor than  $\xi$  both during transport and deposition. The turbulence parameter shows a more complex effect as a function of the slope profile. Flow

height is also affected due to the decrease in velocity caused by the decrease in turbulent coefficient. The effects of geometric changes is normally much bigger than the ones of the friction coefficients.

### 3. Overflow phenomena.

Overflowing is a typical phenomena associated to debris flow deposition. Beside flow parameters, it is obviously influenced by the micro-topography of the channel. Levée building is not included in the model but plays an important role in nature. While under natural conditions levees are formed by loss of transport energy on both sides of a debris flow and restrain the debris flow to overflow, this effect is not represented in the simulation results. This leads to an exaggeration of the overflow phenomena, especially when channel geometry is not well represented by the underlying grid.

The analysis of the results of RAMMS simulations indicates that overflowing is predicted by the model more often than it was observed in the field. In the cases of Corno and Lega, the large amount of false prediction due to overflowing do not allow the calibrated simulation to score a good Reliability Index (Tab. 3) despite the high percentage of true prediction. This is due to the fact that the location and magnitude of the overflowing phenomena proved to be only marginally influenced by the modification of the calibration parameters.

In the case of Corno, overflowing phenomena are simulated on both side of the channel in the upper part of the fan apex where the DEM-derived channel sections are shallow (1.5 to 2 m) and probably misrepresented by the DEM. Figure (6) shows a cross section where the flow ( $\mu = 0.12 [-]$ ,  $\xi = 500 \text{ m/sec}^2$ ) overtops the left levee. The calibration parameters have little effect on the overflow. A small decrease in flow height is achievable using higher  $\xi$  values but this in turn leads to unrealistic flow velocities.

In the case of Lega, we simulated three successive events. Despite volumes span from  $17.000 \text{ m}^3$  to  $90.000 \text{ m}^3$ , overflowing is regularly simulated for all events. The reported actual events remained largely confined within the channel and deposition occurred mainly in the lower part of the fan. Channel cross sections corresponding to the overflowing phenomena (Fig.7) show that the cross-sectional area of the simulated flow is largely asymmetric with significant rise on one side. In case of Lega 02 and Lega 03, the volume of events is associated to empirical cross-sectional areas smaller than the channel, indicating that the simulated overflowing is likely associated to unrealistic behaviour of the model.

More generally, three possible causes can be identified to explain artificial overflowing episodes:

a) in spite of the good resolution of the DEM we used for simulations (2.5 m), small channels and levees can be misrepresented with a bias towards the reduction of the channel cross section and maximal freeboard, b) a single-phase model cannot reproduce the surging nature of debris flows and therefore tends to overestimate the peak discharge, c) the cross-sectional area of the flow simulated by RAMMS sometimes displays an unrealistic sloping free surface which favours the overflowing.

#### *4. Scale and topographic effects.*

Despite the small number of events taken into consideration, the overall analysis of calibrated parameters allows to draw some general considerations. Both  $\mu$  and  $\xi$  calibrated values show inverse proportionality with the event volume (fig.8) which indicate the strong influence of the scale effect. As expected,  $\mu$  shows a clear dependence from the slope angle of the deposition area; the same behavior is observable for  $\xi$  (fig.9).

#### *Conclusions*

We tested the code RAMMS by simulating 7 well documented debris flow events that took place in the alpine territory of the Province of Bolzano.

Analysis were performed by using  $\mu$  and  $\xi$  as calibration parameters and an objective measure of the model performance, that is a reliability index able to measure the accuracy of the predictions.

Results can be summarized as follows:

- RAMMS always reproduced the maximum observed run-out by adopting  $\mu$  values close to the tangents of the slope angle and varying  $\xi$  values in the range 100-500 m/sec<sup>2</sup>
- A wide part of the observed deposit (more than 55% for all selected events) is correctly predicted while the major source of imprecision is given by the false positive prediction
- Extension of false positive area is highly related to overflow phenomena ruled by the channel geometry in the fan area and the mesh size representing the topography
- Flow mobility is mostly ruled by  $\mu$  which determines the slope angle at which the flow arrests its motion
- Flow velocity is influenced by both parameters but mostly by the turbulent coefficient which affects the peak flow velocity along the diverse channel reaches and the rate of deceleration that increases with  $\xi$

- Both  $\mu$  and  $\xi$  calibrated values show inverse proportionality with the event volume and a dependence from the slope angle of the deposition area.

## References

Armento, C., Tecca, P.R., Deganutti, A.M., Genevois, R., 2007. Numerical modelling of two debris flows in the Dolomites (North-Eastern Italian Alps). In C. Chen & J.J. Major (eds): *Fourth International Conference on Mud and Debris Flows, Proceedings of Debris Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, Chengdu, China*. Millpress, Rotterdam.

Ayotte, D., Hungr, O., 2000. Calibration of a run-out prediction model for debris-flows and avalanches, in: *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, Proc. 2<sup>nd</sup> International DFHM Conference, eds. G.F. Wieczorek and N.D. Naeser (2000) (Taipei, Taiwan, 2000) pp. 505-514.

Bartelt, P., Salm, B., Gruber, U., 1999. Calculating dense-snow avalanche runout using a voellmy-fluid model with active/passive longitudinal straining. *Journal of Glaciology* 45 (150), 242–254.

Bartelt, P., Buser, O., 2009. Frictional relaxation in avalanches. *Annals of Glaciology* 54, 121–130.

Christen, M., Bartelt, P., Gruber, U., 2002. AVAL-1D: an avalanche dynamics program for the practice. *Proceedings of the International Congress Interpraevent 2002 in the Pacific Rim*. vol. 2, pp. 715–725.

1 Christen, M., Bartelt, P., Gruber, U., 2005. Numerical calculation of snow avalanche run-out  
2 distances. In: Soibelman, L.; Pena-Mora, F. (eds) Computing in Civil Engineering. Proc. of the 2005  
3 International Conference, July 12-15, 2005. Cancun, Mexico. 11 p.  
4  
5  
6  
7  
8  
9

10 Christen, M., Kowalski, J., Bartelt, P., 2010a. RAMMS: Numerical simulation of dense snow  
11 avalanches in three-dimensional terrain. *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 63, 1-2, pp. 1 -  
12 14.  
13  
14  
15  
16  
17  
18  
19

20 Christen, M., Bartelt, P., Kowalski, J., 2010b. Back calculation of the In den Arelen avalanche with  
21 RAMMS: interpretation of model results. *Annals of Glaciology* 51 (54), 161–168.  
22  
23  
24  
25  
26  
27

28 Gruber, U., Bartelt, P., 2007. Snow avalanche hazard modelling of large areas using shallow water  
29 numerical methods and GIS. *Environmental Modelling & Software* 22, 1472–1481.  
30  
31  
32  
33  
34  
35

36 Iverson, R. M., 1997. The physics of debris flows: Reviews of Geophysics, v. 35, p. 245–296.  
37  
38  
39  
40

41 Iverson, R.M., Denlinger, R.P., 2001. Flow of variably fluidized granular masses across three-  
42 dimensional terrain: 1. Coulomb mixture theory: *Journal of Geophysical Research*, v. 106, no. B1, p.  
43 537-552, January 10, 2001.  
44  
45  
46  
47  
48  
49  
50

51 Kern, M., Bartelt, P., Sovilla, B., Buser, O., 2009. Measured shear rates in large dry and wet snow  
52 avalanches. *Journal of Glaciology* 55 (190), 327–338.  
53  
54  
55  
56  
57  
58  
59  
60  
61  
62  
63  
64  
65

1 Kowalski, J., 2008. Two-phase debris flow modeling. Ph.D. thesis, Eidgenössische Technische  
2 Hochschule Zürich, ISBN 3866645244.  
3  
4

5  
6  
7 Naef, D.R., 1997. Numerische Simulation von Stosswellen in Freispiegelströmungen, Mitteilungen  
8 Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, Nr. 148.  
9

10  
11  
12  
13  
14  
15 O'Brien, J.S., Julien, P.Y., 1988. Laboratory Analyses of Mudflow Properties, *Journal of Hydraulic*  
16  
17 *Engineering*, Vol. 114, No. 8, p 877 887, August, 1988.  
18  
19  
20

21  
22  
23 Pastor, M., Quecedo, M., González, E., Herreros, M.I., Fernández Merodo, J.A., Mira, P., 2004.  
24  
25 Simple approximation to bottom friction for bingham fluid depth integrated models, *J. Hydraul.*  
26  
27 *Eng., ASCE*, 130(2), 149 – 155. Rickenmann, D., 1999. Empirical relationship for debris flows.  
28  
29 *Natural Hazards* 19, 47-77.  
30  
31  
32

33  
34  
35  
36 Salm, B., 1993. Flow, flow transition and runout distances of flowing avalanches. *Ann. Glaciol.* 18,  
37  
38 221–226.  
39  
40  
41

42  
43  
44 Salm, B., Burkard, A., Gubler, H., 1990. Berechnung von Fliesslawinen: eine Anleitung für Praktiker  
45  
46 mit Beispielen. Mitteilung 47, Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF.  
47  
48  
49

50  
51  
52 Sartoris, G., Bartelt, P., 2000. Upwinded finite difference schemes for dense snow avalanche  
53  
54 modeling. *International Journal for Numerical Methods in Fluids* 32, 799–821.  
55  
56  
57

58  
59 Rickenmann, D., 1999. Empirical relationship for debris flows. *Natural Hazards* 19, 47-77.  
60  
61  
62  
63  
64  
65



Rickenmann, D., 2005. Run-out prediction methods. In Debris-Flow Hazards and Related Phenomena, Jakob, M., Hungr, O., (eds). Praxis Springer: Berlin Heidelberg; 305–324.

Rickenmann, D., Laigle, D., McArdell, B.W., Hübl, J., 2006. Comparison of 2D debris-flow simulation models with field events. *Computational Geosciences* 10: 241–264. DOI. 10.1007/s10596-005-9021-3.

Sosio, R., Crosta, G.B., Frattini, B., 2007. Field observations, rheological testing and numerical modelling of a debris flow event. *Earth Surf. Proc. Land.*, 32, 290-306, 2007.

Swartz, M., Mc Ardell, B., Bartelt, P., Christen, M., 2004. Evaluation of a two-phase debris flow model using field data from the Swiss Alps. In: Internationales Symposium Interpraevent 2004 - Riva Trient. Tagungspublikation Band III. 319-329.

**Fig.1** Location of the 5 debris flow catchments selected in the Province of Bolzano (Northern Italy)

**Fig.2** Comparison of observed and predicted deposition areas for the Corno event and variability of relative TP%, FP% and reliability index

**Fig.3** Comparison of observed and predicted deposition areas for the Belcolle event and variability of relative TP%, FP% and reliability index

**Fig.4** Comparison of observed and predicted deposition areas for the Valburga event obtained with three different  $\mu$  values (0.08, 0.1, 0.12) while the  $\xi$  parameter is kept constant and variability of relative TP%, FP% and reliability index

**Fig. 5** Velocity profiles for the Corno event obtained with 3 different  $\xi$  values (300, 700 and 1200 m/sec<sup>2</sup>) and keeping the  $\mu$  parameter constant equal to 0.11

**Fig. 6** Cross section for the Corno event where the flow ( $\mu = 0.12$  ,  $\xi = 500$  m/s<sup>2</sup>) overtops the left levee

**Fig. 7** Channel cross sections for the three Lega events corresponding to the overflowing phenomena

**Fig. 8** Event volume inverse proportionality with  $\mu$  a) and  $\xi$  b)

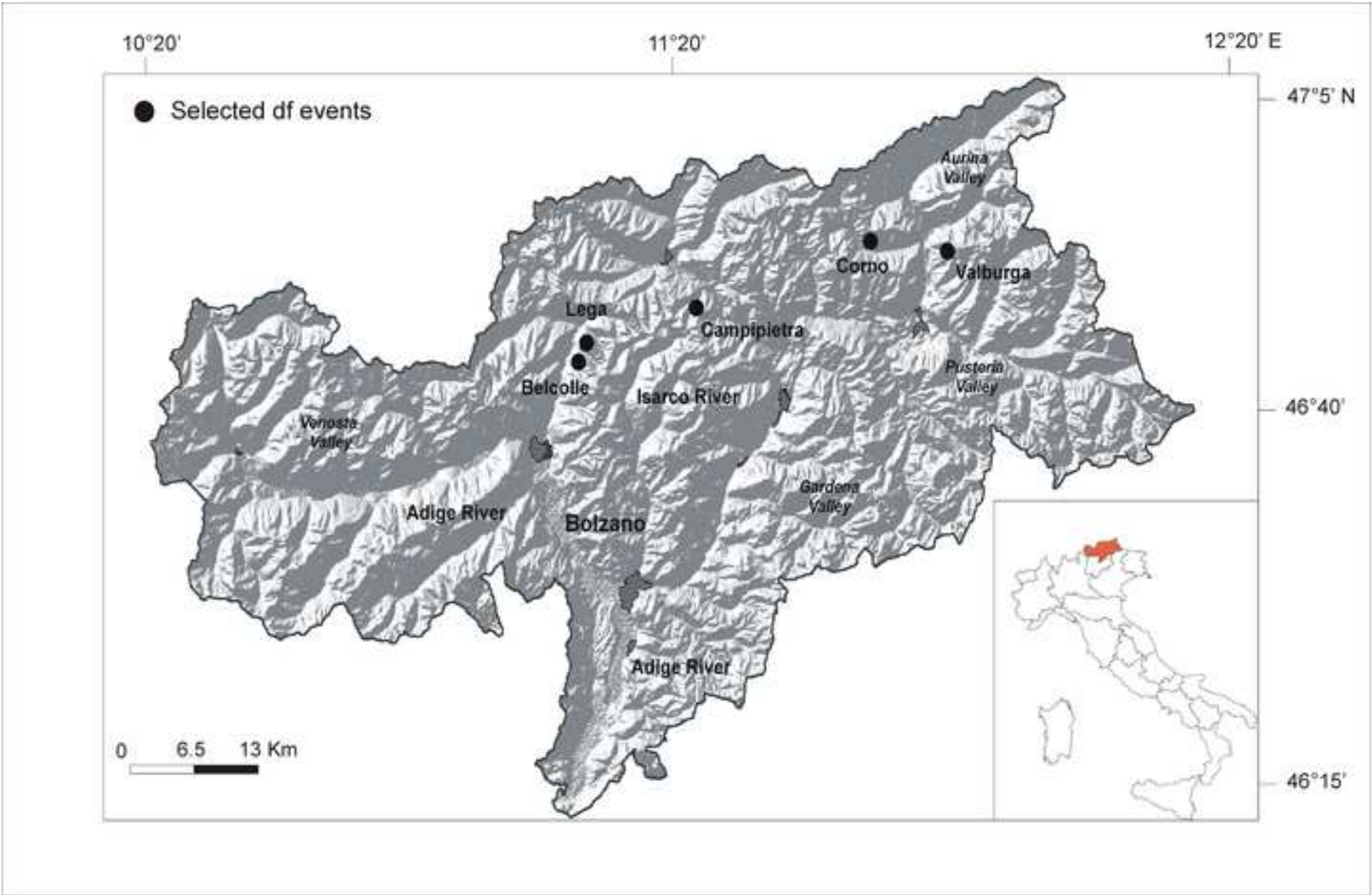
**Fig. 9**  $\mu$  (a) and  $\xi$  (b) dependence from the slope angle of the deposition area

**Tab.1** Debris flows data for the 7 selected events

**Tab.2** Morphometric characteristics of the 5 selected debris flow basins

**Tab.3** Simulations results in terms of *TP%* and *FP%*, that is the correct and wrong predicted areas, and relative *RI* values

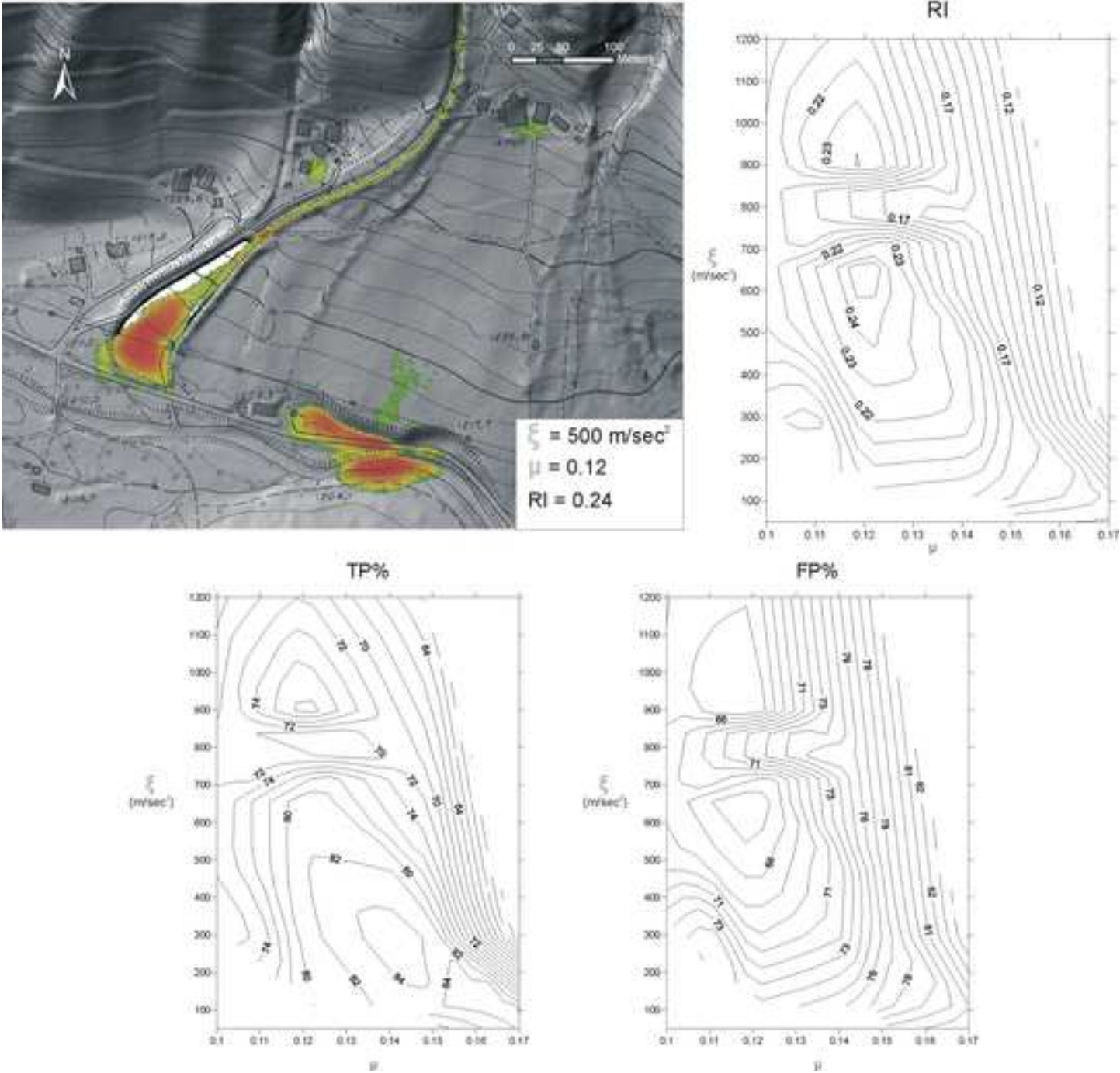
**Figure**  
[Click here to download high resolution image](#)



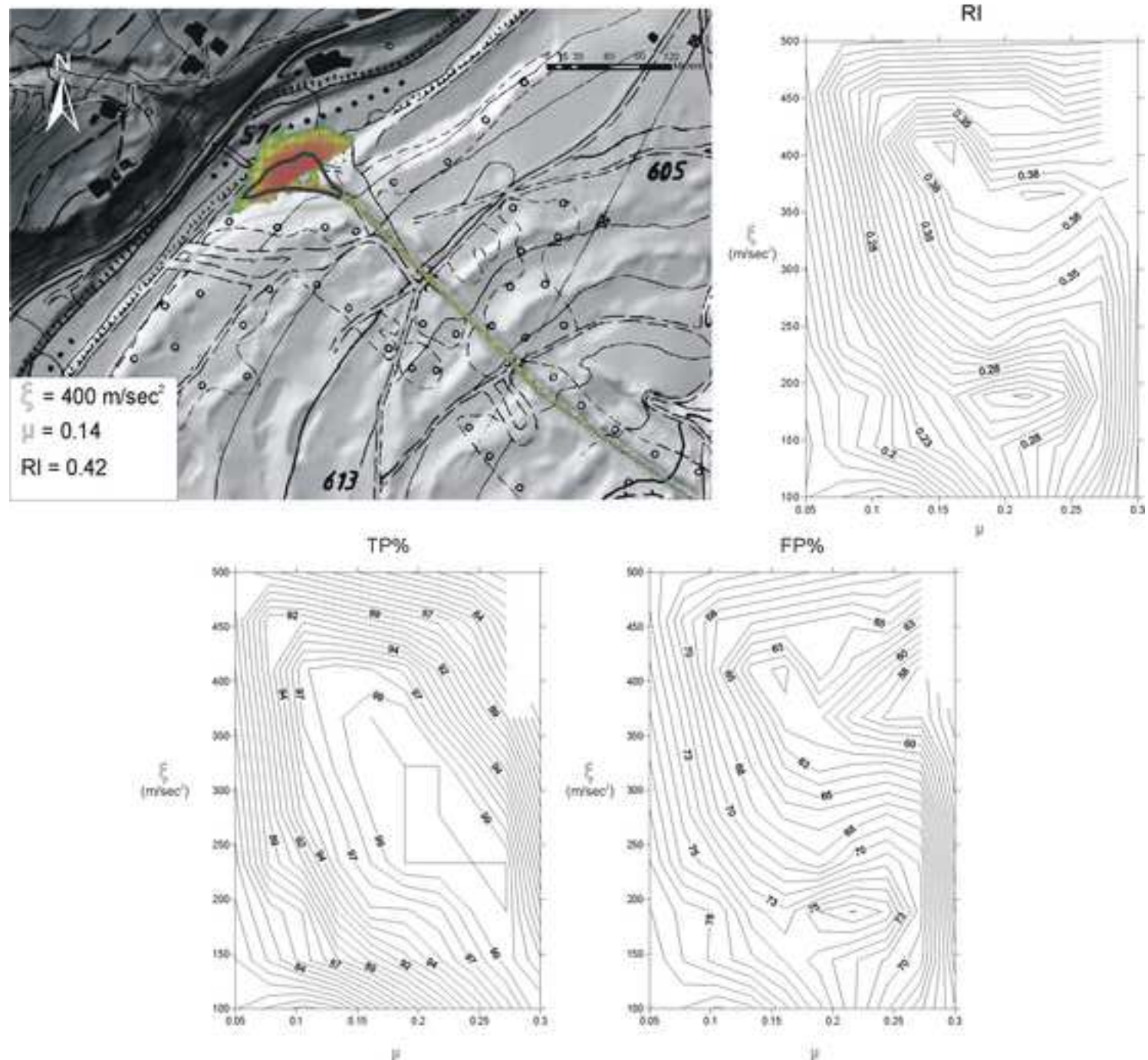
Figure

[Click here to download high resolution image](#)

Corno



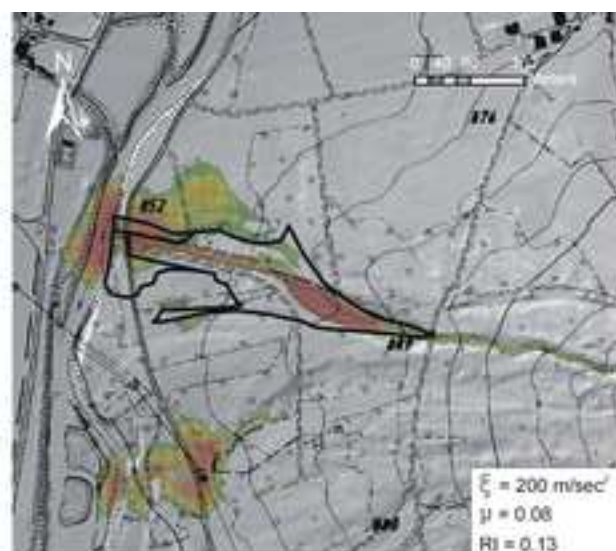
Belcolle



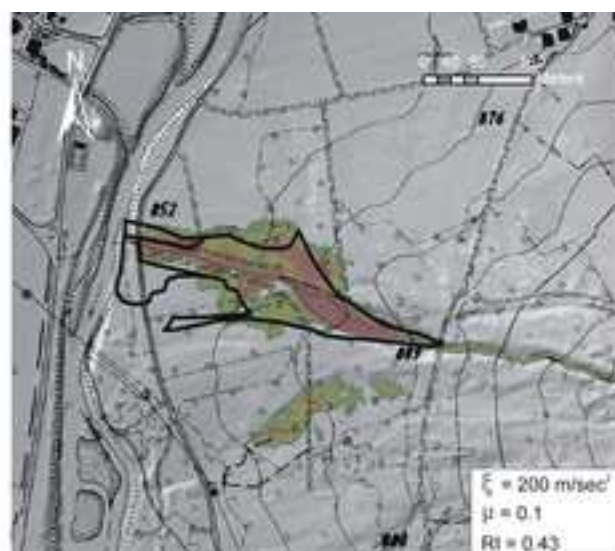


Figure

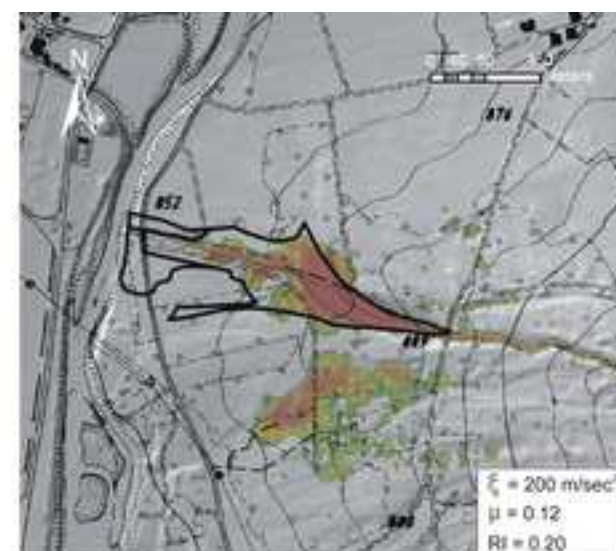
[Click here to download high resolution image](#)



RI



TP%



FP%

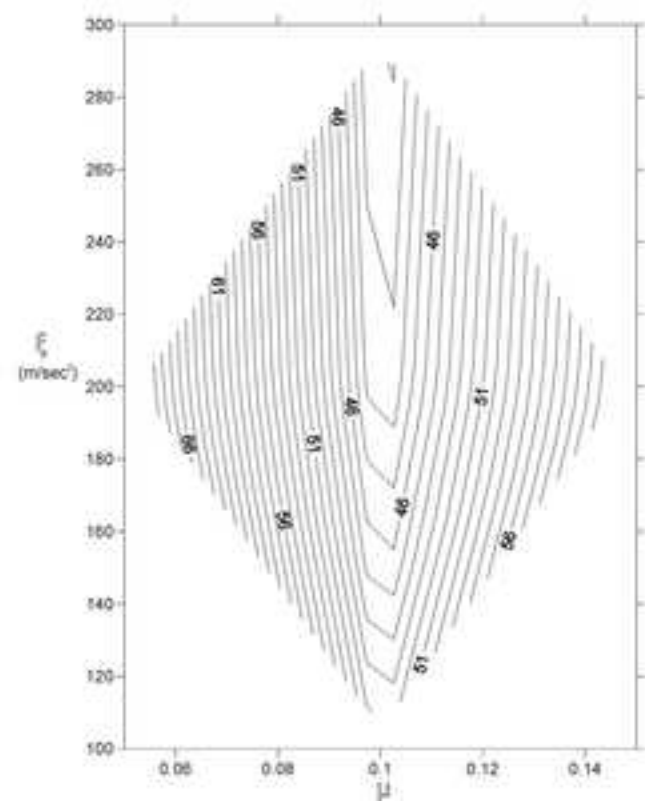
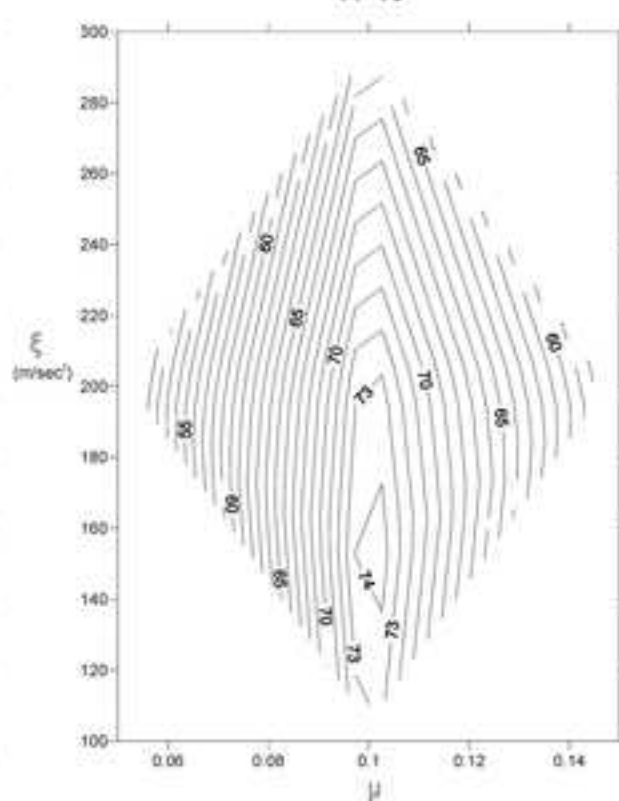
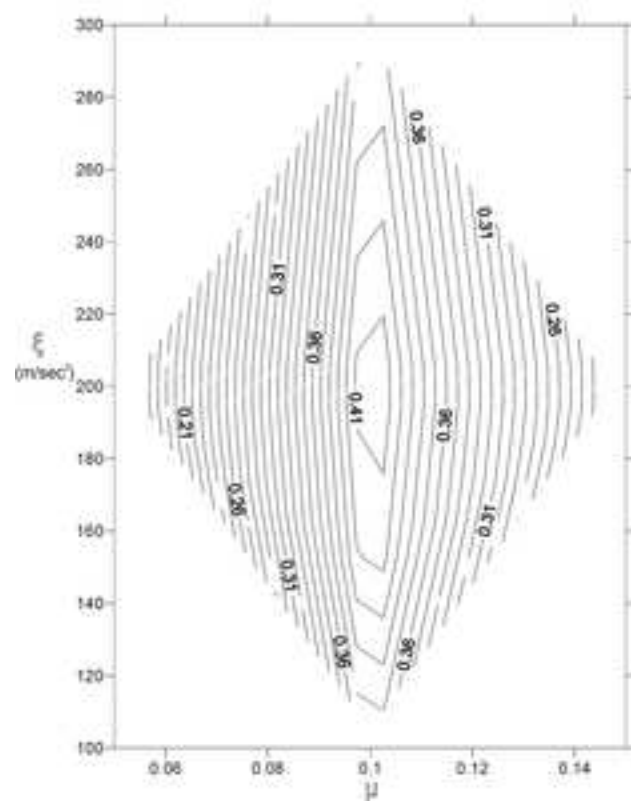
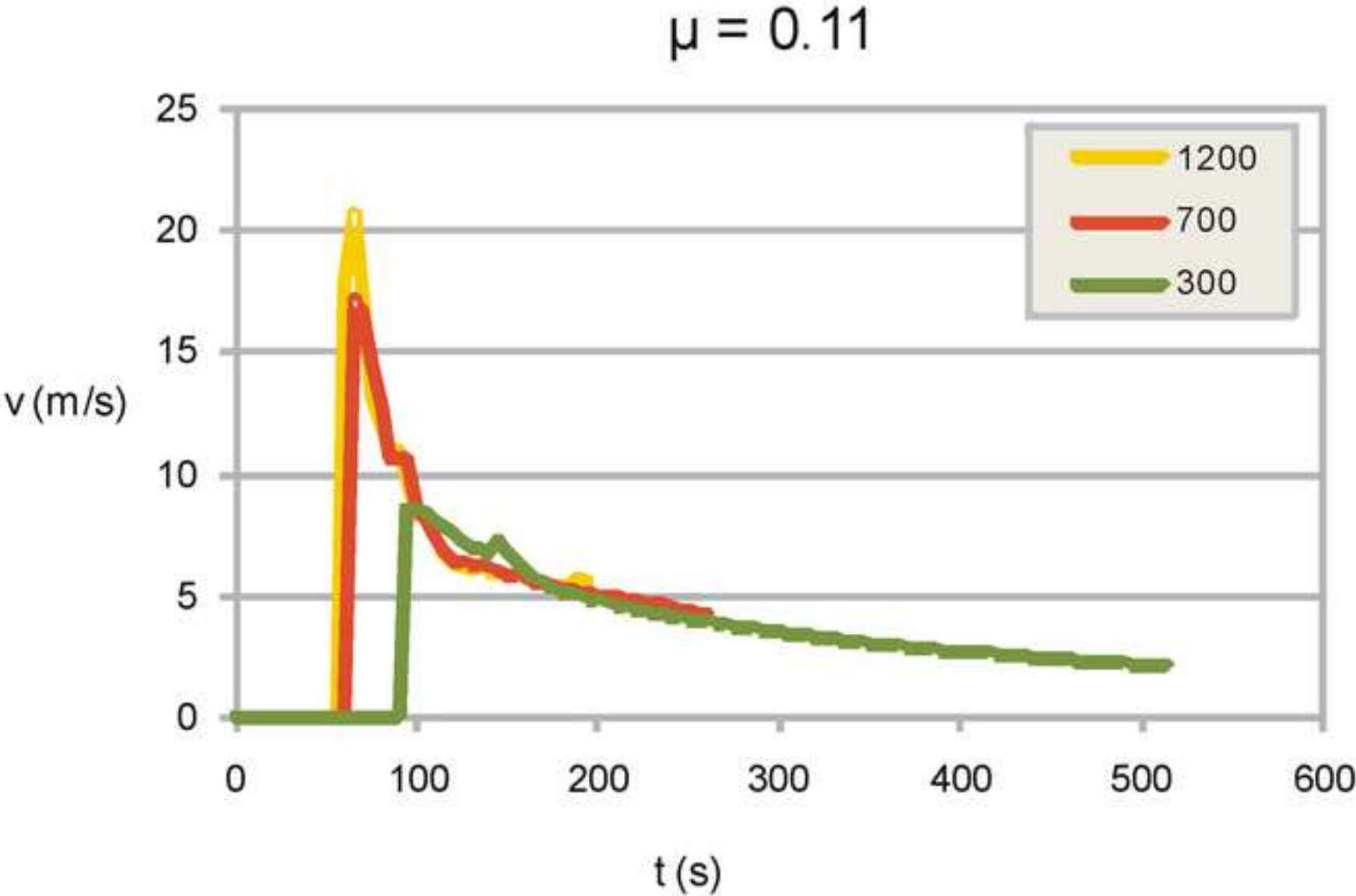
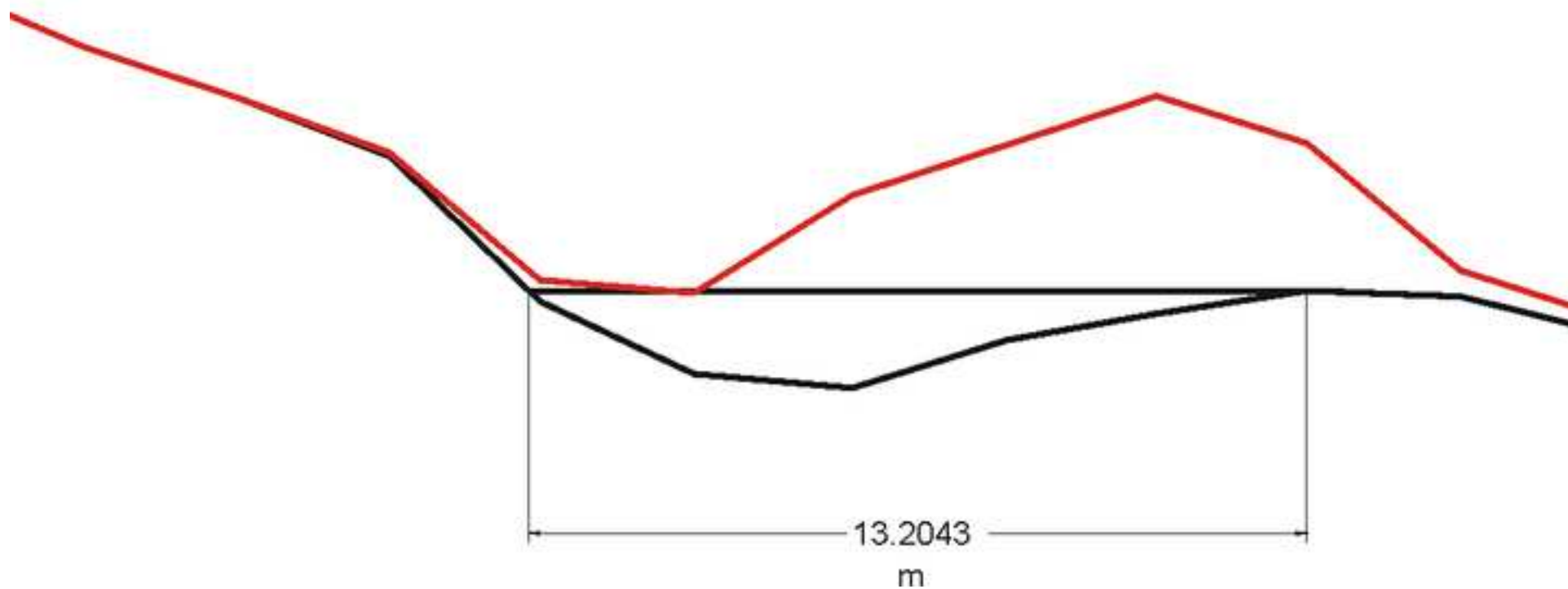


Figure  
[Click here to download high resolution image](#)



## Corno

- Max cross-sectional channel area: 11.52 m<sup>2</sup>
- RAMMS simulated cross-sectional area: 40 m<sup>2</sup>





# Figure

[Click here to download high resolution image](#)

— Lega01  
Max cross - sectional channel area: 135.8 <sup>2</sup>  
— RAMMS simulated cross - sectional area: 163.5 m<sup>2</sup>



— Lega02  
Max cross - sectional channel area: 111.49 <sup>2</sup>  
RAMMS simulated cross - sectional area: 114.59 m<sup>2</sup>

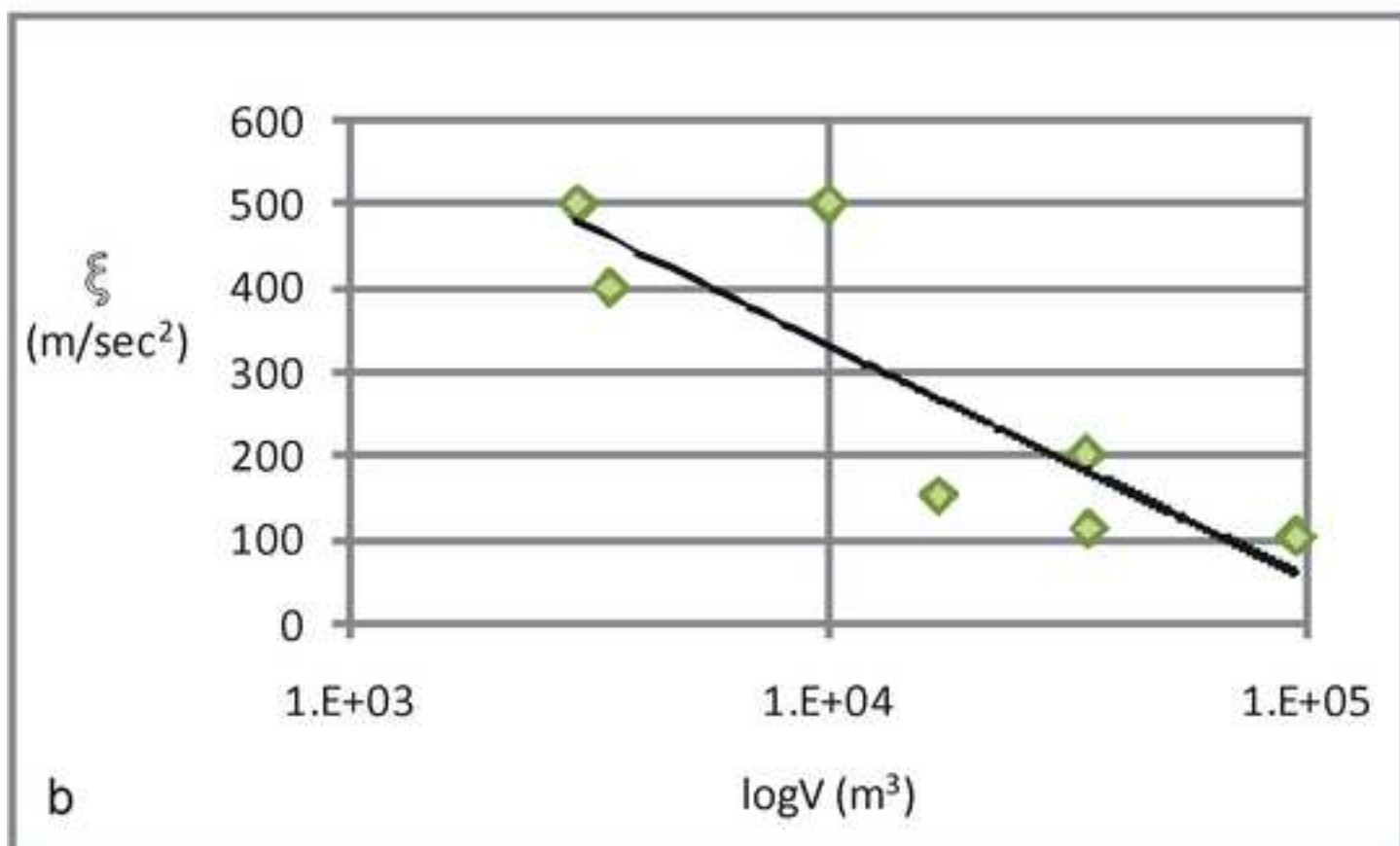
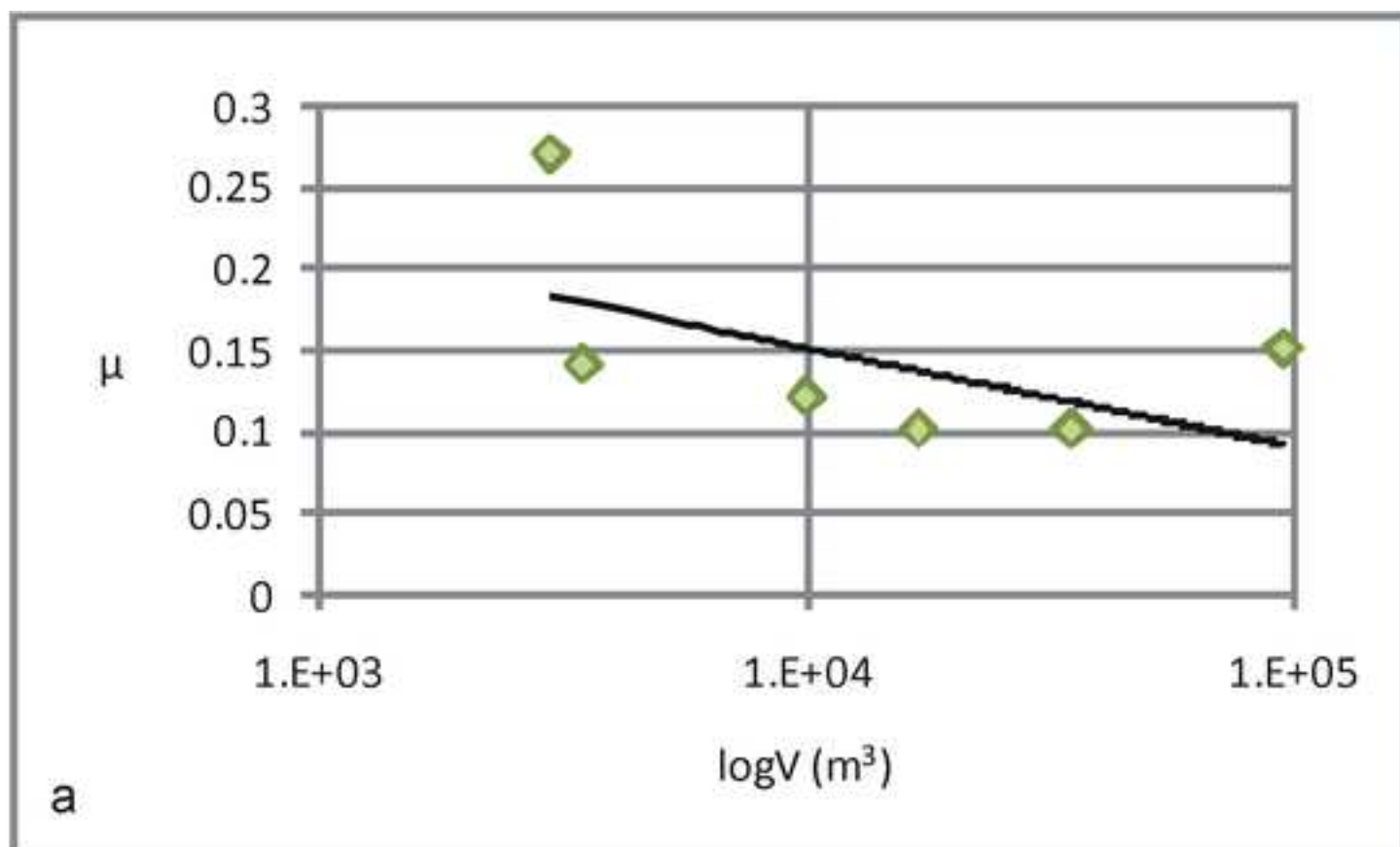


— Lega03  
Max cross - sectional channel area: 111.49 <sup>2</sup>  
RAMMS simulated cross - sectional area: 49.73 m<sup>2</sup>



Figure

[Click here to download high resolution image](#)



Figure

[Click here to download high resolution image](#)

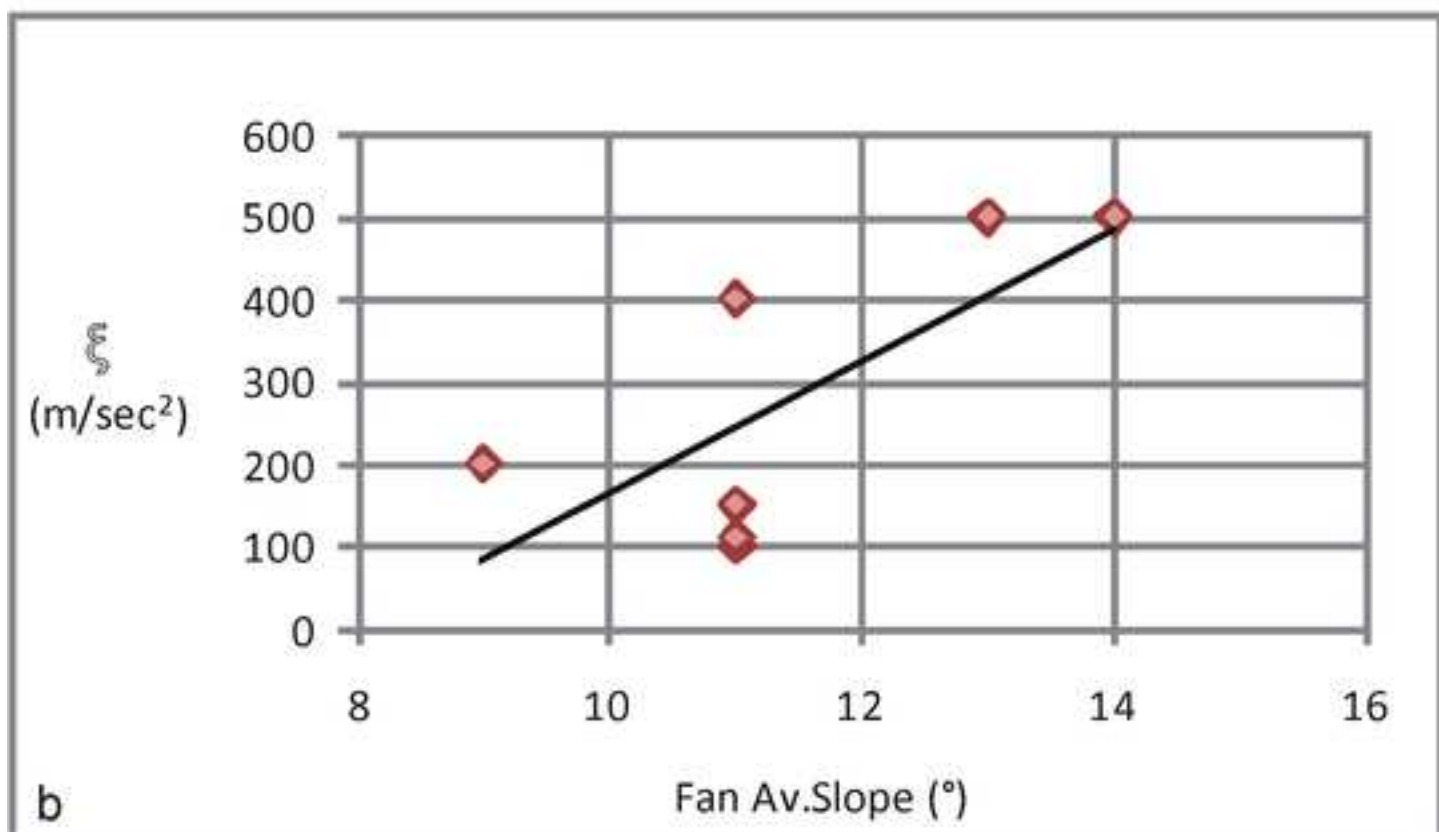
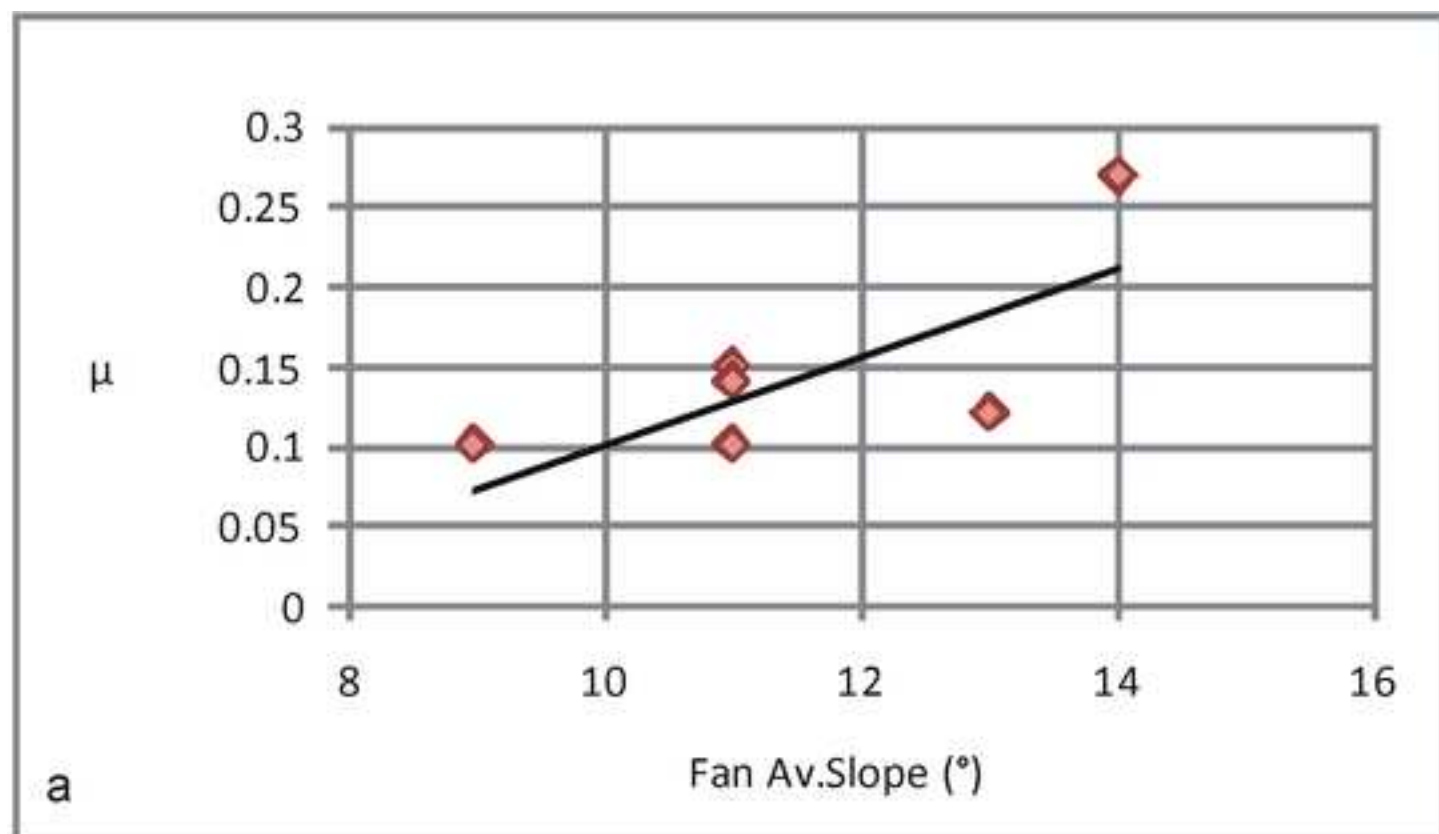


Table  
[Click here to download high resolution image](#)

DF events							
				Inundated Planimetric Area B			
Basin	Date	Volume <i>V</i> (m <sup>3</sup> )	Inundated Cross Section Area <i>A</i> (m <sup>2</sup> )	Area <i>B</i> (m <sup>2</sup> )	Max	Min.	Average
					Elevation (m a.s.l.)	Elevation (m a.s.l.)	Slope (°)
Corno	12/07/2002	10000	8.17	6358	1233	1208	9
Campipietra	21/07/2008	3000	23.6	6025	1245	1217	12
Valburga	11/07/2007	34642	55.1	38127	883	845	7
Legg01	27/06/1998	95000	25.3	58539	708	609	12
Legg02	17/07/2009	35000	NA	9175	615	611	4
Legg03	02/09/2009	17000	NA	9175	615	611	4
Belcolle	17/07/2009	3500	NA	5925	449	404	15

**Table**  
[Click here to download high resolution image](#)

	Watershed			Channel			Fan				
	Area	Max Elevation	Average Slope	Drenage Density	Length	Average Slope	Area	Apex Elevation	Toe Elevation	Max Length	Average Slope
Basin	(Km <sup>2</sup> )	(m a.s.l.)	(°)	(Km <sup>-1</sup> )	(m)	(°)	(Km <sup>2</sup> )	(m a.s.l.)	(m a.s.l.)	(m)	(°)
Corno	0.34	2204	32	4.7	1100	21	0.09	1323	1208	577	13
Campipietra	1.90	2227	34	2.8	1800	12	0.01	1256	1228	107	14
Valburga	4.40	2973	42	6.4	3000	18	1.22	980	849	1175	9
Lega	1.73	2333	41	3.8	1100	24	0.76	822	617	907	11
Belcolle	0.74	1890	41	7.2	1200	24	0.65	751	579	1130	11

Table

[Click here to download high resolution image](#)

Date	Event	$V$ (m <sup>3</sup> )	$B$ Observed (m <sup>2</sup> )	$\mu$	$\xi$ (m/sec <sup>2</sup> )	TP %	FP %	RI
12/07/2002	Corno	10000	6358	0.12	500	74.3	67.2	0.24
21/07/2008	Campipietra	3000	6025	0.27	500	72.7	34.1	0.48
11/07/2007	Valburga	34642	38127	0.1	200	74.2	42.2	0.43
27/06/1998	Lega01	95000	58539	0.15	100	55.5	75.8	0.13
17/07/2009	Lega02	35000	9175	0.1	110	94.4	78.9	0.20
02/09/2009	Lega03	17000	9175	0.1	150	79.2	49.2	0.40
17/07/2009	Belcolle	3500	5925	0.14	400	100.0	60.2	0.42

## Capitolo 7

### Conclusioni

Oggetto di studio della presente attività di ricerca è stata l'analisi di pericolosità associata a fenomeni dalla reologia molto complessa che caratterizzano l'attività di gran parte dei bacini montani delle Alpi, ovvero le colate detritiche. L'interesse è stato rivolto in parte alla fase di deposizione sul conoide dei volumi mobilitati, essendo questa, molto spesso, causa di numerosi danni per le attività antropiche nonché della perdita di vite umane, ed in parte ai meccanismi che regolano l'attività di un bacino in termini di dinamica dei sedimenti.

L'analisi della fase di rallentamento e deposizione delle colate sul conoide è stato condotto con il modello semi-empirico *DFlowz* il quale, sulla base di informazioni concernenti il volume dell'evento, la direzione preferenziale di flusso e il modello digitale del terreno, consente di delineare aree potenzialmente interessate da una colata detritica. Il modello è stato applicato a 25 colate avvenute nel territorio delle Alpi Orientali (Provincia di Bolzano) attraverso una metodologia di calibrazione sviluppata per misurare in modo oggettivo la validità delle simulazioni e l'influenza esercitata dall'incertezza delle relazioni empiriche su cui il modello si basa. In generale, le analisi a ritroso condotte hanno portato alle seguenti conclusioni:

- il dataset utilizzato conferma la validità delle relazioni di scala semi-empiriche tra il volume e le relative area planimetrica e sezione trasversale inondate, sebbene l'influenza dell'incertezza ad esse collegata sia evidente;
- i risultati ottenuti dalla calibrazione del modello sono soddisfacenti a conferma che il modello è in grado di prendere in considerazione situazioni tra loro differenti;
- l'incertezza è principalmente legata alla stima del volume depositato mentre l'influenza delle proprietà del flusso è poco significativa;
- altri fattori che possono causare deviazioni dal comportamento previsto da *DFlowz* sono la presenza di una fitta vegetazione, la temporanea occlusione di una canale e la deposizione laterale;
- le relazioni semi-empiriche, e di conseguenza *DFlowz*, possono essere applicati alla previsione di aree potenzialmente inondabili da colate associando uno specifico livello di confidenza.

Relativamente alla caratterizzazione geomorfologica e morfometrica dei bacini, è stato preso in considerazione l'inventario creato dalla Provincia di Bolzano per documentare l'attività legata alle colate. Lo studio condotto sui bacini si è avvalso di DEM ad alta risoluzione e della foto interpretazione che hanno consentito di comprendere il contesto topografico e litologico in cui i processi si sviluppano. In questo caso le conclusioni possono essere così riassunte:

- l'innescò delle colate detritiche ha luogo in bacini dall'elevata area contribuyente mentre la zona di deposizione si attesta sempre tra lo 0.2 e 10 km<sup>2</sup>;
- l'analisi dell'attività dei debris flow è fortemente correlata al fattore geologico; sebbene, infatti, l'inventario non possa essere considerato completo per i singoli bacini, è stato osservato che la densità associata ai debris flow espressa in termini di numero di eventi per Km<sup>2</sup> all'anno, ed il tasso di sedimento specifico volumetrico (distribuzione annuale del volume sull'area del bacino) aumentano significativamente man mano che ci si sposta da rocce massive a quelle più facilmente erodibili con un picco in corrispondenza dei bacini il cui substrato è ricoperto da depositi quaternari;
- per tutte le categorie litologiche si osserva una correlazione positiva con l'area del bacino e negativa con il tasso di sedimentazione; tale trend può essere spiegato prendendo in considerazione la natura dei fattori d'innescò rappresentati da precipitazioni brevi ma intense e la risposta idrologica dipendente dalla scala. Bacini dominati da rocce di tipo calcareo presentano uno specifico tasso di sedimentazione risultante in una correlazione negativa associata al ruolo dell'idrogeologia di tipo carsico.

L'ultima parte del lavoro ha riguardato lo studio del codice *RAMMS* e la sua applicazione per la simulazione di 7 eventi di colata. I risultati possono essere così riassunti:

- il modello si è dimostrato in grado di riprodurre la distanza di arresto per tutti i casi considerati;
- la previsione ha interessato un'ampia parte del deposito osservato; allo stesso tempo, però, una notevole fonte di imprecisione si è dimostrata la previsione di depositi accessori non osservati sul conoide dovuti a fenomeni di *over-flow* governati dalla topografia del canale ma anche alla precisione del modello digitale del terreno;
- la mobilità del flusso è principalmente legata al parametro attrittivo  $\mu$  che determina la pendenza alla quale la colata si arresta;



- la velocità è influenzata da entrambi i parametri ma principalmente dal coefficiente di tipo turbolento che influenza la velocità di picco lungo il canale e il tasso di decelerazione;
- entrambi i parametri di calibrazione mostrano una relazione inversa con il volume dell'evento, relazione che diventa diretta se si considera invece la pendenza dell'area di deposizione.

## Bibliografia

Arattano, M., Franzi, L., 2003. On the evaluation of debris flows dynamics by means of mathematical models, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 3, 539-544, <http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/3/539/2003/>.

Asmar, B.N., Langston, P.A., Ergenzinger, P., 2003. The potential of the discrete element method to simulate debris flow. In: Rickenmann, D., Chen, C.-L. (Eds.), *Proceedings of the Third International Conference on Debris Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, Davos. Millpress, Rotterdam, Netherlands, pp. 435–445.

Bardou, E., Ancey, C., Bonnard, C., Vulliet, L., 2003. A typological approach of debris flow useful for hazard assesement in the alpine area. In *3rd International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation, Mechanics, Prediction and Assessment*, Davos, D., Rickenmann, C. Cheng-lung (eds); 799 – 808.

Bathurst, J.C., Burton, A., and Ward, T.J., 1997. Debris flow run-out and landslide sediment delivery model tests, *Journal of Hydraulic Engineering*, 123, 410–419.

Berti, M., Simoni, A., 2007. Prediction of debris flow inundation areas using empirical mobility relationships. *Geomorphology*, vol. 90, 144-161.

Bianco, G., Franzi, L., 2000. Estimation of debris flow volumes from storm events. In *Debris flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, Wieczorek, G.F., Naeser, N.D., (eds). Balkema: Rotterdam; 441-448.

Bonnet-Staub, I., 1998. *Mécanismes d'initiation des laves torrentielles dans les Alpes françaises, contribution à la maitrise du risque (in French)*. Ecole des Mines, Paris, 237 pages + annexes pp.

Bonnet-Staub, I., 2001. Une méthodologie d'analyse et de cartographie de l'aléa "initiation de laves torrentielles". Application au torrent du Bragousse (France). *Bull. Eng. Geol. Env.* 59, 319-327.

Borselli, L., Cassi, P., and Torri, D., 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment, *CATENA* 75 (Elsevier), 268–277.

Bovis, M.J., and Jakob, M., 1999. The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth Surf. Process. Landforms* 24, 1039-1054.

Brardinoni, F., Church, M., 2004. Representing the landslides magnitude-frequency relation: Capilano River basin, British Columbia, *Earth Surface Processes and Landforms* 29, pp. 115-124.

Burton, A., and J. C. Bathurst, 1998. Physically based modelling of shallow landslide sediment yield at a catchment scale, *Environ. Geol.*, 35, 89–99.

Chen, C., 1988. Generalized viscoplastic modeling of debris flow, *J. Hydraul. Eng.*, ASCE, 114(3), 237-258.

Chen, H., Lee, C.F., 1999. Numerical simulation of debris flows, *Can. Geotech. J.*, 37, 146-160.

Corominas, J., 1996. The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. *Canadian Geotechnical Journal* 33:260–271.

Crosta, G., Cucchiaro, S., Frattini P., 2003. Validation of semi-empirical relationships for the definition of debris-flow behavior in granular materials. In *Debris-flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, Rickenmann, D., Chen, C., (eds). Millpress: Rotterdam; 821–832.

D’Agostino, V., Cerato, M., Coali, R., 1996. Il trasporto solido di eventi estremi nei torrenti del Trentino Orientale. *International Symposium Interpraevent 1996*, Garmisch-Partenkirchen (Germany) 1 (1996), 377-386.

D’Agostino, V., Marchi, L., 2001. Debris flow magnitude in the Eastern Italian Alps: data collection and analysis. *Physics and Chemistry of the Earth*, Part C 26(9): 657-663.

Dalla Fontana, G., Marchi, L., 2003. Slope-area relationships and sediment dynamics in two alpine streams. *Hydrological Processes*, 17, 73-87.

De Scally, F., Slaymaker, O., Owens, I., 2001. Morphometric controls and basin response in the Cascade Mountains, *Geografiska Annaler* 83A(3): 117-130.

De Scally, F.A., Owens, I.F., 2004. Morphometric controls and geomorphic response on fans in the Southern Alps, New Zealand, *Earth Surf. Processes Landf.* 29(3), pp. 311-322.

ESRI, 2006. Environmental Research Institute, Inc., Redlands, CA.

Fannin, J., Bowman, E.T., 2007. Debris flows – Entrainment, Deposition and Travel Distance. *Geotechnical News*, 25(4), pp. 3-6.

Fannin, J., Bowman, E.T., 2008. Debris flows-entrainment, deposition and travel distance. *Geotechnical News* 25, 3e6.

Fell, R., Corominas, J., Bonnard, C., Cascini, L., Leroi, E., Savane, W.Z., 2008. Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land-use planning. *Eng Geol.* 102:85–98.

Fioraso, G., Chiarle, M., 1996. Ruolo dei parametri morfometrici nella valutazione della pericolosità da colata detritica torrentizia. In Luino (ed) *La prevenzione delle catastrofi naturali: il contributo della ricerca scientifica*. Atti Conv. Int., Alba (IT), pp 191–200.

Franzi, L., Bianco, G., 2001. A statistical method to predict debris flow deposited volumes on a debris fan. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial and Planetary Science*, Volume 26, issue 9, 683-688.

Glade T., Crozier M., 2005. A review of scale dependency in landslide hazard and risk analysis. In *Landslide Hazard and Risk*, Glade T, Crozier M (eds). John Wiley & Sons: Chichester; 75–138.

Greenway, D. R., 1987. ‘Vegetation and slope stability’, in Anderson, M. G. and Richards, K. S. (Eds), *Slope Stability*, John Wiley and Sons, Chichester, 187–230.

Griswold, J.P., 2004. Mobility Statistics and Hazard Mapping for Non-volcanic Debris-flows and Rock Avalanches. Master Thesis, Portland State University, Portland, OR.

Griswold, J.P., Iverson, R.M., 2008. Mobility Statistics and Automated Hazard Mapping for Debris-flows and Rock Avalanches, US Geological Survey Scientific Investigations Report 5276. US Geological Survey: Reston, VA; 59.

Gustavsson, M., Kolstrup, E., Sejmonsbergen, A.C., 2006. A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. *Geomorphology* 77, 90–111.

Guzzetti, F., Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Reichenbach, P., 2002. Power-law correlations of landslides areas in central Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 195: 169-183.

He, Y., Xie, H., Cui, P., Wei, F., Zhong, D., Gardner, J., 2003. GIS-based hazard mapping and zonation of debris flows in Xiaojiang Basin, southwestern China. *Environmental Geology*, 45, 285– 293.

Heim, A., 1882. Der Bergsturz von Elm. *Dtsch. Geol. Ges. Z.*, 34: 74-115.

Howard, A.D., 1997. Badland morphology and evolution: interpretation using a simulation model. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 211– 227.

Huang, X., Garcia, M.H., 1997. A perturbation solution for Bingham plastic mudflows, *J. Hydraul. Eng.*, ASCE, 123(11), 986-994.

Hungr, O., Morgan, G., Kellerhals, R., 1984. Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures. *Canadian Geotechnical Journal* 21: 663–677.

Hungr, O., 1995. A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows and avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*: v.32, p. 610-623.

Hungr, O., Evans, S.G., Hazzard, J., 1999. Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of southwestern British Colombia. *Canadian Geotechnical Journal* 36, 224-238.

Hungr, O., McDougall, S., Wise, M., Cullen, M., 2008. Magnitude-frequency relationships of debris flows and debris avalanches in relation to slope relief. *Geomorphology*, 96, Issues 3-4, pp. 355-385.

Hunt, B., 1994. Newtonian fluid Mechanics treatment of debris flows and avalanches, *J. Hydraul. Eng.*, ASCE, 120, 1350-1363.

Hurlimann, M., Copons, R., Altimir, J., 2006. Detailed debris flow hazard assessment in Andorra: A multidisciplinary approach. *Geomorphology* 78, 359-372.

Ikeya, H., 1989. Debris flow and its countermeasures in Japan, *Bull. Int. Ass. Engng Geol.* 40, 15–33.

Imran, J., Harff, P., Parker, G., 2001. A number model of submarine debris-flow with a graphical user interface, *Computer Geosciences*, 27, 717-729.

Iovine, G., Di Gregorio, S., Lupiano, V., 2003. Debris-flow susceptibility assessment through cellular automata modeling: an example from 15–16 December 1999 disaster at Cervinara and San Martino Valle Caudina (Campania, Southern Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3, 1–12.

Iverson, R. M., 1997. The physics of debris flows: Reviews of Geophysics, v. 35, p. 245–296.

Iverson, R.M., Schilling, S.P., Vallance, J.W., 1998. Objective delineation of lahar-hazard zones downstream from volcanoes. *Geological Society of America Bulletin* 110, 972-984.

Iverson, R.M., Denlinger, R.P., 2001. Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain: 1. Coulomb mixture theory: *Journal of Geophysical Research*, v. 106, no. B1, p. 537-552, January 10, 2001.

Jackson, L.E. Jr, Kostaschuk, R.A., MacDonald, G.M., 1987. Identification of debris-flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains. *Review in Engineering Geology* 7: 115–124.

Jakob, M., Jordan, P., 2001. Design flood estimates in mountain streams – the need for a geomorphic approach. *Canadian Geotechnical Journal* 28, 425–439.

Jakob, M., 2005. Debris-flow hazard analysis. In: Jakob, M., Hungr, O. (Eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, Berlin, pp. 411–443.

Johnson, R.M. and Warburton J., 2002. Flooding and geomorphic impacts in a mountain torrent: Raise Beck, central Lake District, England *Earth Surface Processes and Landforms* 27 945–69.

Johnson, R.M. and Warburton, J., 2006. Episodic discharge of coarse sediment in a mountain torrent. In *Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems*, IAHS Publication 306, RowanJS, DuckRW, WerrityA (eds). IAHS: Dundee; 64–71.

Laigle, D., Hector, A.F., Hübl, J., Rickenmann, D., 2003. Comparison of numerical simulation of muddy debris flow spreading to record of real events, in: Proc. 3<sup>rd</sup> Int. Conf. on Debris Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, Davos, Switzerland, edited by: Rickenmann, D. and Chen, C. L., Millpress, Rotterdam, 635-646.

Lin, D.G., Hsu, S.Y., Chang, K.T., 2009. Numerical simulations of flow motion and deposition characteristics of granular debris flows, *Natural Hazards*, 50(3), pp. 623-650.

Lin, C.W., Wu, M.C., Shieh, C.L., 2000. Influence of geology on debris flows: Examples from Hsin-Yi, Nantou County, Taiwan. In: Wiecek, G.F., Naeser, N.D. (Eds.), *Debris-Flows Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Balkema, Rotterdam, Netherlands, pp. 169– 176.

Mainali, A., Rajaratnam, N., 1994. Experimental study of debris flow, *J. Hydraul. Eng.*, ASCE, 120(1), 104-123.

Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 2004. Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surface Processes and Landforms* 29 (6), 687–711.

Marchi, L., D'Agostino, V., 2004. Estimation of debris-flow magnitude in the Eastern Italian Alps. *Earth Surface Processes and Landforms* 29: 207–220. DOI. 10.1002/esp.1027.

Marchi, L., Dalla Fontana, G., 2005. GIS morphometric indicators for the analysis of sediments dynamics in mountain basins. *Environmental Geology*, 48, 218-228.

McArdell, B.W., Cesca, M., Huggel, C., Scheuner, Y., Graf, C., Christen, M., 2007. Numerical Modeling of debris flow run-out in the Swiss Alps. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 39, 438 Compact Disk.

McDougall, S., Hungr, O., 2003. Objectives for the development of an integrated three-dimensional continuum model for the analysis of landslides run-out. In: Rickenmann, D., Chen, C.L.

(Eds.), Proceedings of the Third International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Davos. Millpress, Rotterdam, pp. 481–490.

Melton, M.A., 1965. The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona. *Journal of Geology* 73: 1–38.

Mino, Y. 1942. *Basis Theories of Geomorphology*, Kokon-Shoin, Tokyo, 517 pp (in Japanese).

Miyazawa, N., Tanishima, T., Sunada, K., Oishi, S., 2003. Debris-flow capturing effect of grid type steel-made sabo dam using 3D distinct element method. In: Rickenmann, D., Chen, C.-l. (Eds.), Proceedings of the Third International Conference on Debris Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, Davos. Millpress, Rotterdam, Netherlands, pp. 527–538.

Montgomery, D. R., and W. E. Dietrich, 1994. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding, *Water Resour. Res.*, 30(4), 1153–1171.

Moore, I.D., Gessler, P.E., Nielsen, G.A., and Peterson, G.A., 1993. Soil attribute prediction using terrain analysis, *Soil Science Society of America Journal* 57, 443–452.

O'Brien, J.S., Julien, P.Y., 1988. Laboratory Analyses of Mudflow Properties, *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 114, No. 8, p 877 887, August, 1988.

O'Brien, J.S., Julien, P.Y., Fullerton, W.T., 1993. Two dimensional water flood and mudflow simulation. *Journal of Hydraulic Engineering* 119, 244-259.

Oguchi, T., 1997. Drainage density and relative relief in humid steep mountains with frequent slope failure. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 107– 120.

Oramas Dorta, D., Toyos, G., Oppenheimer, C., Pareschi, M., Zanchetta, G., 2007. Empirical Modeling of the May 1998 small debris-flows in Sarno (Italy) using LAHARZ. *Natural Hazards* 40: 381-396. DOI 10.1007/s11069-0060035-5.

Paoluzzi, A., Coussot, P.L., Meunier, M., 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews* 40, 209-227.



Pastor, M., Quecedo, M., González, E., Herreros, M.I., Fernández Merodo, J.A., Mira, P., 2004. Simple approximation to bottom friction for Bingham fluid depth integrated models, *J. Hydraul. Eng.*, ASCE, 130(2), 149 – 155.

Petrascheck, A., Kienholz, H., 2003. Hazard assessment and mapping of mountain risk in Switzerland. In Rickenmann, D., Chen, C.L., (eds), Debris flow hazard mitigation: mechanics, prediction, and assessment, 10-12 September 2003, Davos, Switzerland: 25-38. Millpress, Rotterdam, Netherlands.

Picarelli, L., Oboni, F., Evans, S.G., Mostyn, G., Fell, R., 2005. Hazard characterization and quantification. In: Hungr, O., Fell, R., Couture, R., Eberhardt, E. (Eds.), *Landslide Risk Management*. Taylor and Francis, London, pp. 27–62.

Pirulli, M., Sorbino, G., 2006. Effetto della reologia sull'analisi della propagazione di flussi di detrito, Incontro Annuale Ricercatori di Geotecnica, CD-ROM.

Prochaska, A.B., Santi, P.M., Higgins, J.D., Cannon, S.H., 2008. Debris-flow run-out predictions based on the average channel slope (ACS). *Engineering Geology* 98: 29–40. DOI. 0.1016/j.enggeo.2008.01.011.

Remaître, A., Malet, J., Maquaire, O., Ancey, C., Locat, J., 2005. Flow behavior and run-out modeling of complex debris flow in a clay-shale basin, *Earth Surf. Process. Landforms*, 30, 479-488.

Rickenmann, D., Zimmermann, M., 1993. The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology* 8(2–3): 175–189.

Rickenmann, D., 1994. An alternative equation for the mean velocity in gravel-bed rivers and mountain torrents, *Proc. 1994 Nat. Conf. on Hydraulic Engineering*, Buffalo N.Y., U.S.A., ASCE, Vol. 1, pp. 672–676.

Rickenmann, D., 1999. Empirical relationship for debris flows. *Natural Hazards* 19, 47-77.

Rickenmann, D., 2005. Run-out prediction methods. In Debris-Flow Hazards and Related Phenomena, Jakob, M., Hungr, O., (eds). Praxis Springer: Berlin Heidelberg; 305–324.

Rickenmann, D., Laigle, D., McArdell, B.W., Hübl, J., 2006. Comparison of 2D debris-flow simulation models with field events. *Computational Geosciences* 10: 241–264. DOI. 10.1007/s10596-005-9021-3.

Rickenmann, D., Koschni, A., 2010. Sediment loads due to fluvial transport and debris flow during the 2005 flood events in Switzerland. *Hydrological Processes*, 24, 993-1007.

Rowbotham, D., De Scally, F.A., Louis, J., 2005. The identification of debris torrent basins using morphometric measures derived within a GIS, *Geografiska Annaler* 87A, pp. 527-537.

Salm, B., Burkard, A., Gubler, H., 1990. Berechnung von Fliesslawinen, eine Anleitung für Praktiker mit Beispielen. Eidgenössischen Institut für Schnee und Lawinenforschung SLF Davos, Rapport n.47.

Santacana, N., Baeza, C., Corominas, J., de Paz, A., Marturiá, J., 2003. A GIS-based multivariate statistical analysis for shallow landslides susceptibility mapping in La Pobla de Lillet area (Eastern Pyrenees, Spain), *Natural Hazards* 30, pp. 281-295.

Scheidl, C., Rickenmann, D., 2009. Empirical Prediction of debris-flow Mobility and Deposition on Fans. *Earth Surf. Process. Landforms*. Published online: Nov 13 2009. DOI:10.1002/esp.1897.

Schilling, S.P., 1998. GIS Programs for Automated Mapping of Lahar inundation Hazard Zones, US Geological Survey Open-File Report 98–638. US Geological Survey: Reston, VA.

Schumm, S. A., 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society*, 67, 597–646.

Smith, K.G., 1958. Erosional processes and landforms in Badlands National Monument, South Dakota. *Geological Society of America Bulletin* 69, 975– 1008.

Sosio, R., Crosta, G.B., Frattini, B., 2007. Field observations, rheological testing and numerical modelling of a debris flow event. *Earth Surf. Proc. Land.*, 32, 290-306.

Sterling, S., Slaymaker, O., 2007. Lithologic control of debris torrent occurrence, *Geomorphology* 86, 307-319.

Stoffel, M., 2010. Magnitude-frequency relationships of debris flows – A case study based on field surveys and tree ring records, *Geomorphology*, 116, pp. 67-76.

Tailing, P., Sowter, M.J., 1999. Drainage density on progressively tilted surfaces with different gradients, Wheeler Ridge, California. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 809– 824.

Theler, D., Reynard, E., Lambiel, C., Bardou, E., 2010. The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. *Geomorphology*, Article in press. DOI: 10.1016/j.geomorph.20.10.03.006.

Tiranti, D., Bonetto, S., Mandrone, G., 2008. Quantitative basin characterization to refine debris flow triggering criteria and processes: an example from the Italian Western Alps. *Landslides*, vol. 5(1), pp. 45-57.

Toyos, G., Oramas Dorta, D., Oppenheimer, C., Pareschi, M.T., Sulpizio, R., Zanchetta, G., 2007. GIS-assisted modelling for debris-flow hazard assessment based on the events of May 1998 in the area of Sarno, southern Italy: Part I. Maximum run-out. *Earth Surface Processes and Landforms* 32:1491–1502. DOI. 10.1002/esp.1472.

Tucker, G.E., Bras, R.L., 1998. Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. *Water Resources Research* 34, 2751– 2764.

Van Steijn, H., 1996. Debris flow magnitude-frequency relationships for mountainous regions of Central and Northwest Europe, *Geomorphology* 15: 259-273.

Vandre B.C., 1985. *Rudd Creek debris flow*. In: Delineation of landslide, flash flood and debris flow hazards in Utah. Edited by Bowels D.S., Utah Water Research Laboratory, Logan, Utah, 117-131.

Vitek, J.D., Giardino, TR., Fitzgerald, J.W., 1996. Mapping geomorphology: a journey from paper maps, through computer mapping to GIS and virtual reality. *Geomorphology* 16 (3), 233-249.

Voellmy, A., 1955. Ueber die Zerstoeerungskraft von Lawinen Schweizerische Bauzeitung. English version “On the destructive force of avalanches” translated by Tate R.E. (1964), ed. US Department of Agriculture Forest Service.

Wang, C., Li, S., Esaki, T., 2008. GIS based two dimensional numerical simulation of rainfall-induced debris flow, *Natural Hazards Earth System Science*, 8, 47 -58.

Wieczorek, G., Mandrone, G., DeCola, L., 1997. The influence of hillslope on debris-flow initiation. In: Cheg (ed) Debris-Flow hazard mitigation: mechanics, prediction and assessment. Proceedings of the first international conference on debris-flow, San Francisco (USA), pp 21–31.

Wilford, D.J., Sakals, M.E., Innes, J.L., Sidle, R.C., Bergerud, W.A., 2004. Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. *Landslides* 1: 61-66.

Yatsu, E., 1950. On relief energy of the Chichibu Mountains, Japan. *Transactions Otsuka Geographical Association*, 6, 323–330 (in Japanese).

Yu, F.C., Chen, C.Y., Chen, T.C., Hung, F.Y., Lin, S.C., 2006. A GIS Process for delimiting Areas Potentially Endangered by Debris Flow. *Natural Hazards* 37: 169 – 189.

Zimmermann, M., Mani, P., Romang, H., 1997. Magnitude frequency aspects of alpine debris flows. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 90, 415 – 420. T. Glade / *Geomorphology* 66 (2005) 189–213 213.